



**магматические
формации
СССР**

УДК 625.8:052(41+87)

1

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Магматические формации СССР

18474

В ДВУХ ТОМАХ
ТОМ 1



ЛЕНИНГРАД
<НЕДРА>
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1979



Магматические формации СССР. Т. 1/В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979. 318 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

В книге обобщены новейшие результаты формационных исследований ассоциаций изверженных пород, развитых на территории СССР. Разработана систематика формаций и их классификация, для чего использованы признаки состава и строения формаций и соотношения их с окружающей средой, отражающие, с одной стороны, условия генерации магматических расплавов, а с другой — условия их становления в верхних горизонтах коры и на поверхности. Показано, что отдельные формации могут рассматриваться как элементы сочетаний более высоких рангов, выделяемых по составу (семейства, группы формаций и т. д.) или же по условиям сонахождения (парагенезисы формаций, в том числе латеральные и временные ряды формаций). Охарактеризованы магматические формации ультрамафического и мафического семейств. Приведены петрографические и петрохимические характеристики пород.

Работа представляет интерес для широкого круга геологов.

Табл. 25, ил. 70.

Авторы: В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева, М. В. Богйдаева, В. А. Благулькина, И. Н. Дагелайская, Р. В. Колбанцев, В. П. Леднева, И. А. Малахов, Б. А. Марковский, Н. П. Михайлов, В. Н. Мошкин, И. П. Никольская, Д. М. Орлов, М. П. Орлова, Е. Е. Порошин, Н. Н. Сарсадских, Т. В. Селивановская, Ю. Л. Семенов, Н. С. Чурилин.

Редколлегия: В. Л. Масайтис (главный редактор), В. Н. Москалева (зам. главного редактора), Н. А. Румянцева (зам. главного редактора), Е. Н. Горецкая, М. П. Орлова, А. С. Остроумова, Е. К. Станкевич, В. А. Трофимов (ученый секретарь).

Предисловие

Формационный анализ магматических образований — мощный инструмент региональных петрографических исследований, проводящихся в целях геологического изучения областей развития изверженных пород и их прогнозной оценки на полезные ископаемые. В последние полтора десятилетия изучение ассоциаций магматических пород стало одним из важнейших направлений в советской петрографии. Материалы разработок, использующих результаты формационных исследований ассоциаций магматических пород, широко применяются как для теоретических построений, в частности для создания моделей строения и развития земной коры и верхней мантии, так и для практических целей в качестве основы для составления металлогенических и других карт специального назначения.

Основы учения о формациях магматических образований были заложены трудами Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, А. Н. Заварицкого, Ю. А. Билибина и других петрографов, однако наибольшее значение имели работы Ю. А. Кузнецова. Разработки проблемы магматических формаций, развивающие это направление, ведутся во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте (ВСЕГЕИ) в течение многих лет. Их итогами являются Карта магматических формаций СССР масштаба 1 : 2 500 000, монография, посвященная характеристике петрографических провинций СССР, а также ряд других работ.

В последние годы накопилось огромное число данных по магматическим комплексам и их ассоциациям, распространенным в различных районах СССР. Наряду с необходимостью анализа этого материала весьма актуальными оставались многие нерешенные вопросы, в частности связанные с детальной характеристикой вещественного состава, строения и взаимоотношений различных ассоциаций изверженных пород, их систематикой и классификацией. С ними тесно связаны вопросы дальнейшего совершенствования представлений о закономерностях проявлений формаций разного состава в условиях различных тектонических режимов, о металлогенической специализации и происхождении формаций и т. д.

Специальные исследования магматических формаций разнотипных структурных зон земной коры на территории СССР в целях создания основы для металлогенических обобщений проводились во ВСЕГЕИ в 1970—1976 гг. и являются дальнейшим продолжением традиционно развиваемого формационного анализа магматических образований в региональном аспекте.

Основное внимание при этом уделялось изучению присущих формациям внутренних свойств: вещественного состава, строения и соотношения с окружающей средой. Предлагаемая книга подготовлена по результатам этих исследований и основана как на новых полученных авторами материалах, так и на обобщении главнейших опубликованных в последние годы работ. Очерки отдельных формационных видов подготовлены специалистами-петрографами, в течение многих лет занимавшимися изучением комплексов соответствующих формаций в районах их наиболее широкого распространения. В составлении монографии участвовал большой коллектив петрографов ВСЕГЕИ, а также сотрудник Уральского научного центра АН СССР И. А. Малахов.

В первом томе рассмотрены общие вопросы учения о формациях, приведена характеристика семейств ультрамафических и мафических формаций; во втором томе описаны семейства мафическо-салических и салических формаций, рассмотрены закономерности проявления магматических формаций в пространстве и во времени.

При характеристике отдельных формационных видов авторы и редакторы стремились придерживаться единого плана, однако добиться исчерпывающей полноты и единообразия при обобщении материала по отдельным формациям оказалось невозможным из-за различной их изученности.

При подготовке настоящей работы остро встал ряд терминологических вопросов. Их решению способствовали рекомендации терминологической комиссии Петрографического комитета при Отделении геологии, геофизики, геохимии АН СССР, а также рекомендации международной комиссии Международного союза геологических наук. Значительно более сложными оказались вопросы применения тектонической терминологии. К сожалению, здесь не удалось достичь полного единообразия в использовании многих понятий и терминов, что вообще отражает состояние этой проблемы в тектонике.

Номенклатура магматических комплексов в основном принята в соответствии с неоднократно обсуждавшимися на региональных петрографических совещаниях схемами корреляции этих комплексов. В эти схемы были внесены некоторые изменения и дополнения, отражающие полученные в последние годы новые данные или же более обоснованные, по мнению редколлегии, взгляды авторов отдельных разделов.

В работе использованы данные из многих статей, монографий, карт и т. д., и авторы выражают свою признательность всем лицам, чьи материалы были привлечены для характеристики отдельных формационных видов.

При подготовке иллюстраций к книге и обработке петрохимических данных значительную помощь оказали В. И. Краснов, Л. В. Перелешина, Н. П. Леонтьева, А. Н. Смирнов.

1 Общие вопросы изучения магматических формаций

СОСТОЯНИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСНОВ ФОРМАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Возникновению учения о геологических формациях предшествовал длительный период развития геологии. Лишь в последнее десятилетие отдельные типы горных пород стали рассматриваться не только как закономерные минеральные агрегаты, образующие определенные геологические тела, но и как составные части ассоциаций изверженных пород, связанных общностью происхождения.

Исследованиями Ф. Ю. Левинсона-Лессинга [1900 г.], Г. Штейнманна [1928 г.], Ф. Тернера и Д. Ферхугена [543]*, Г. В. Тиррела [546], А. Н. Заварицкого [187], А. А. Полканова [945] и других было показано существование некоторых определенных видов таких ассоциаций, повторяющихся в разных регионах и имеющих различный возраст.

В разработку теоретических основ метода формационного анализа геологических образований внесли большой вклад Н. С. Шатский [610], Н. П. Херасков [588, 589], Ю. А. Билибин [47]. В отношении магматических формаций наиболее важными являются работы Ю. А. Билибина. Им были введены понятия «магматический комплекс», «магматическая формация», выделены и охарактеризованы некоторые важнейшие их типы, свойственные определенным стадиям развития подвижных зон.

Этот этап формационных исследований магматических образований был завершён работой Ю. А. Кузнецова [276], в которой впервые на основе многочисленных описаний конкретных магматических комплексов была проведена типизация интрузивных и вулканических формаций и дана их классификация.

* Список литературы см. в т. 2.

Теоретические основы формационного направления интенсивно разрабатывались в эти годы Е. К. Устиевым [558], а также Г. Д. Афанасьевым [20], В. С. Коптевым-Дворниковым [260], Д. С. Штейнбергом [626, 630]. Разработанная Ю. А. Кузнецовым классификация была принята за основу при составлении Карты магматических формаций в масштабе 1:2 500 000 [233]. Легенда к этой карте была построена на тектонической и историко-геологической основе, что позволило показать магматические формации как устойчиво повторяющиеся в развитии земной коры петрографические ассоциации, формирующиеся в определенной геологической обстановке. При составлении карты была осуществлена первая корреляция региональных проявлений магматических формаций на обширном материале территории СССР. В итоге этой корреляции были выделены новые типы формаций, а также дополнительно обосновано выделение ранее описанных типов.

В последующие годы применение формационного анализа получило широкий размах. С одной стороны, это привело к более детальному изучению региональных проявлений формаций, корреляции их в пределах крупных регионов. С другой стороны, формационное направление развивалось по пути систематизации данных и детального изучения разновозрастных комплексов одного формационного типа, развитых в разных регионах. К числу таких исследований относятся работы по изучению гранитоидов и ассоциирующих с ними комагматических образований и эндогенного оруденения (Э. П. Изох, Г. Б. Ферштатер и другие), по совершенствованию расчленения формаций щелочных пород (А. А. Кухаренко и другие, Л. С. Бородин, Е. Л. Бутакова, В. А. Кононова). Формационным исследованиям подвергались ассоциации вулканических пород (Д. С. Штейнберг, М. Б. Бородаевская, А. Ф. Белоусов и другие).

Дальнейшим развитием этих исследований в 70-е годы явился вещественно-структурный подход в изучении формаций (В. И. Драгунов, Д. В. Рундквист). Стремление придать исключительное значение вещественному (петрографическому, химическому) составу как универсальному критерию выделения формаций проявилось в исследованиях А. Ф. Белоусова, Г. В. Полякова, Э. П. Изоха.

Интенсивное развитие формационного направления в итоге имело следствием разработку многочисленных, иногда противоречащих друг другу, типологических схем магматических формаций, основанных главным образом на материале отдельных регионов. Это вызывало в ряде случаев сомнения в эффективности формационного метода и объективном существовании ассоциаций магматических пород с устойчиво повторяющимися свойствами.

Вместе с тем материалы по магматизму территории СССР, представленные на региональных петрографических совещаниях (1970—1974 гг.), показали, что выделение формаций может проводиться только при широких межрегиональных сопоставлениях разновозрастных однотипных магматических комплексов, которые являются основным объектом изучения изверженных пород при геологическом картировании в среднем и крупном масштабах. Итоги такой систематизации обобщены в рабочих схемах корреляции магматических комплексов, составленных многочисленными коллективами петрографов по отдельным регионам Советского Союза в течение 1970—1974 гг. Разработка теоретических основ формационного направления, развиваемых в настоящей книге, в значительной мере опираясь на опыт выделения магматических комплексов на всей территории СССР. Это обеспечивает, с одной стороны, более полный охват данных по магматизму, а с другой — позволяет учесть не только уже хорошо исследованные, но и не в полной мере изученные объекты. Очевидно, следует различать в учении о формациях его теоретическую основу и методы, используемые при регионально-петрологических исследованиях магматических образований. Нередко для обозначения обоих этих понятий, а также результатов региональных формационных исследований употребляется термин «формационный анализ». Целесообразно ограничить применение этого термина в значении метода исследований конкретных ассоциаций магматических пород и их совокупностей.

Главными задачами формационного направления в изучении магматических образований являются установление повторяющихся ассоциаций, их типизация, определение объема и границ образуемых ими формационных видов, установление условий их проявления, выявление устойчивых сочетаний формационных видов во времени и пространстве, связей с геологическими структурами, выявление металлогенических особенностей формаций. Решение этих задач позволяет достигнуть внутреннюю цель учения о формациях, предусматривающую совершенствование представлений о сообществах горных пород, составе этих сообществ, их соотношениях, классификации, происхождении и т. д. Среди этих вопросов одним из основных и самых сложных является выяснение изменчивости тех или иных признаков ассоциации магматических пород и установление их пределов. В решении этих вопросов существуют различные подходы, определяемые в значительной мере целями исследования. Диагностика формационной принадлежности конкретных ассоциаций относится к задачам региональных формационных исследований.

Главнейшей внешней целью формационного направления исследований можно считать установление с его помощью закономерностей связи месторождений определенных типов

полезных ископаемых с определенными видами ассоциаций магматических пород и свойствами этих ассоциаций, а также оценку их минерагенической продуктивности. Эта цель в значительной степени определяет и методы формационного анализа, которые в целом не могут быть сведены к формальным процедурам. Это положение может быть коренным образом изменено лишь тогда, когда с достаточной полнотой будут выяснены закономерности процессов рудообразования и ведущие факторы контроля рудоносности магматических формаций.

Внешние научные цели формационных исследований магматических образований предусматривают также выявление на основе вещественных и структурных характеристик формаций особенностей строения и развития земной коры и отдельных ее блоков, геодинамических режимов и т. д. Можно согласиться с мнением И. И. Абрамовича и В. В. Грузы [3] о том, что цели формационных исследований могут вырабатываться в процессе изучения и наилучшим критерием оценки сделанных построений служит их способность получать новые результаты, в первую очередь имеющие прикладное значение.

При формационных исследованиях используются методы геолого-петрографического изучения в применении не к отдельным породам и телам этих пород, а к их различным множествам. При этом главным методом является выявление «сквозных» свойств ассоциаций, направленности изменения этих свойств, соотношений отдельных членов ассоциаций между собой и с окружающей средой. На разных этапах формационных исследований, проводимых с разными целями и на объектах разных порядков, на первый план могут выступать те или иные методы и процедуры и использоваться те или иные свойства ассоциаций или их совокупностей.

В целом формационный анализ представляет собой статистическую методологическую систему, однако он предполагает включение на определенных этапах и ретроспективных реконструкций, использующих различные динамические модели.

ОБЪЕКТЫ ФОРМАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ. ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Объектами формационных исследований магматических образований являются магматические комплексы, совокупности однотипных комплексов, т. е. отдельные магматические формации, а также различные сообщества таких формаций.

Под магматическим комплексом понимается ассоциация изверженных пород и их производных, слагающих отдельные тела и их совокупности, проявляющаяся в фиксированном геологическом пространстве и времени, обладающая определенными особенностями состава, строения и соотношений с окружающей средой, указывающими на общность

процессов образования членов этой ассоциации. Границы и объем каждого комплекса определяются в результате геологических, петрогеохимических, радиологических и петрологических исследований. Такое понимание магматического комплекса, наиболее общепринятое [276, 580 и др.], предполагает, что комплекс образован системой геологических тел изверженных пород, располагающихся в пределах ограниченных по размерам структурных (структурно-формационных) зон и возникших в течение определенных, также ограниченных по длительности промежутков времени. Каждый комплекс характеризуется определенными взаимоотношениями с окружающими его ранее образованными геологическими телами осадочных, изверженных или метаморфических пород. Эти взаимоотношения наряду с особенностями внутреннего строения и состава тел позволяют судить о палеогеографических, палеотектонических, фациальных условиях образования магматического комплекса.

На необходимость выделения формационных типов магматических пород как единиц, в которых обобщены главнейшие устойчивые признаки «конкретных формаций» — магматических комплексов, указывал Ю. А. Кузнецов [276], который подчеркивал важность процедуры типизации этих комплексов.

Магматическая формация — это совокупность ассоциаций изверженных пород (комплексов), устойчиво повторяющихся в геологическом пространстве и времени и сохраняющих при этом характерные особенности состава, внутреннего строения и соотношений с окружающей средой. Эти особенности определяют вид магматической формации и предполагают однотипность процессов образования входящих в нее ассоциаций. Таким образом, если магматическая формация может рассматриваться как вид, то каждый из составляющих ее комплексов является индивидом. В составе формации (или вида) среди большого разнообразия комплексов могут выделяться группы близких по составу комплексов — разновидностей формаций.

Основоположники парагенетического направления считали, что в основе выделения геологических формаций должен лежать парагенетический характер соотношения входящих в ассоциацию горных пород. Термин парагенез (или парагенезис) был введен Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым в определение геологической формации. Определение формации как парагенеза горных пород отражало лишь первую ступень в развитии формационного анализа, когда господствовал эмпирико-статистический метод, способствовавший накоплению фактов о повторяющихся ассоциациях горных пород. Сейчас очевидно, что противопоставление парагенетического и генетического подходов теряет смысл, так как противоречит всему опыту геологического исследования, имеющего в своей сути опосредованный характер.

Кроме видов ассоциаций изверженных пород — магматических формаций — могут быть выделены закономерные

парагенетические сочетания геологических и в том числе магматических формаций, т. е. более крупных категорий, для которых Н. П. Херасков предлагал название «надформация» или «парагенез формаций» [589]. Ниже для таких закономерных сочетаний геологических формаций используется термин «парагенез формаций». В парагенезах формаций могут сочетаться как плутонические и вулканические магматические, так и вулканогенно-осадочные и осадочные формации. Самостоятельность формаций, входящих в эти сочетания, обосновывается тем, что они в ряде случаев могут встречаться независимо или же образовывать неполные сочетания. Целесообразно выделять парагенезы различного ранга в зависимости от ранга тектонических структур или ранга (длительности) этапов геологического развития*.

При региональных петрологических исследованиях целесообразным является использование представления о временных и латеральных рядах магматических формаций. Так же, как и при изучении магматических формаций — элементарных составляющих ряда, могут быть выделены конкретные ряды комплексов и типовые ряды магматических формаций (формационных видов), представляющие собой устойчиво повторяющиеся сообщества магматических комплексов, обладающих тождественными пространственно-временными и конституционными взаимоотношениями.

Ряды комплексов могут рассматриваться в рамках соответствующих зон или смежных зон и стадий тектоно-магматического цикла или этапа развития. В соответствии с пространственно-временными взаимоотношениями формаций различаются их временные и латеральные ряды.

Временной ряд — ряд магматических формаций, образующихся последовательно в ходе поступательного развития геологических структур (тектонических элементов). Последовательность формаций в таком ряду должна отражать эволюцию магматического процесса, ограниченного в пространстве отдельной тектонической структурой, а во времени — стадией развития определенного эндогенного режима. Как частный случай временного ряда может быть выделен вертикальный ряд, который составляют последовательно или близко синхронно возникающие формации на разных уровнях глубинности в земной коре; последовательные члены этого ряда отражают смену условий становления магматических ассоциаций в вертикальном разрезе одной геологической структуры.

Латеральный ряд объединяет формации, возникающие синхронно (в пределах 20—50 млн. лет) в смежных разнотип-

* Для анализа распределения магматических формаций в пространстве и времени авторами использованы тектонические понятия и термины, приведенные в работах В. Е. Хаина [580] и В. В. Белоусова [37].

ных структурах (структурно-формационных зонах) одного класса эндогенного режима; он отражает проявления определенного импульса магматической деятельности в разной тектонической обстановке.

Временные (в том числе вертикальные) и латеральные ряды комплексов в изложенном понимании представляют собой как бы элементарные, наиболее простые случаи. Смещение зон становления комплексов в процессе развития временного ряда ведет к тому, что он приобретает черты сложного временного и латерального. Для конкретных рядов (вертикальных, временных, латеральных) в большинстве случаев характерно направленное изменение вещественного состава магматических пород (тренд).

По принадлежности к геотектоническим условиям образования (эндогенным режимам) выделяются типовые ряды геосинклинального, орогенного, рифтового и платформенного режимов. В соответствии с типами геотектонических элементов могут рассматриваться типовые формационные ряды эвгеосинклиналей, многогеосинклиналей, срединных массивов и др.

Последовательно возникающие временные и латеральные ряды магматических формаций во времени отражают развитие магматизма складчатых областей и платформ и рассматриваются нами как серия рядов магматических формаций [558]. Магматические формации рифтогенных структур целесообразно рассматривать в ранге рядов, а не серий рядов, хотя эти геотектонические элементы по продолжительности развития сопоставимы со складчатыми областями и платформами. В данном случае мы встречаемся с разномасштабностью рядов магматических формаций, сущность которой определяется не продолжительностью интервала времени образования ряда, а его содержанием, т. е. характером магматических процессов, в результате которых образовался ряд формаций, связанных пространственно-временными и конституционными отношениями.

ГРАНИЦЫ, ОБЪЕМЫ И ТИПИЗАЦИЯ КОМПЛЕКСОВ И ФОРМАЦИЙ

При установлении границ и объема комплекса возникают трудности, связанные с особенностями выделения элементарных единиц, составляющих комплекс изверженных пород. Последние в каждой конкретной ассоциации представлены видами и разновидностями горных пород.

При выделении видов и индивидов в петрографии существуют, как подчеркивал А. Н. Заварицкий, особые трудности, отсутствующие во многих других науках о природе, где четко обособленные индивиды возникают в результате отдельных прерывистых процессов. Во-первых, петрографические индивиды не всегда обособлены один от другого, причем непрерывная

цепь переходов настолько их связывает между собой, что границы между ними можно провести только условно; во-вторых, в непрерывной цепи геологических явлений возникают такие ситуации, когда в течение одного процесса может появиться целая серия разнотипных пород и, напротив, различные процессы могут привести к образованию аналогичных по своим признакам пород. «Границы между видами в петрографии еще более условны, чем границы между индивидами...» [188, с. 12]. Все это в еще большей мере относится к магматическим формациям (их видам и составляющим их индивидам — комплексам), которые являются ассоциациями горных пород, представляющими различные, хотя и не бесконечные сочетания пород, характеризующиеся множеством разновидностей.

Критериями установления принадлежности ассоциации пород к одному комплексу могут быть:

1) петрографические признаки, выражающиеся в особенностях количественно-минерального состава и его изменениях в разных породах ассоциации, в закономерном изменении петрохимических, геохимических признаков от пород ранних фаз к поздним, в целом позволяющих говорить о сериальных соотношениях отдельных членов;

2) относительно короткий интервал становления ассоциации пород, не превышающий по длительности эпоху или две смежные эпохи (например, для палеозоя 20—50 млн. лет);

3) пространственная сопряженность площадей развития пород, которые не выходят за пределы предполагаемых очаговых ареалов [563 и др.].

В соответствии с условиями образования изверженных пород выделяются плутонические и вулканические комплексы. Под плутоническими комплексами понимаются ассоциации как собственно интрузивных (аллохтонных) тел, так и ассоциации автохтонных тел магматического замещения, а также ультраметаморфические образования. Выделяются также сложные интрузивно-вулканические комплексы, включающие сопряженные по составу, возрасту и расположению в структурах ассоциации, в которые входят вулканические образования, субвулканические и гипабиссальные интрузивные тела.

При установлении границ и определяющих их признаков формационного вида учитываются главным образом только те, которые устойчиво повторяются в разновозрастных и удаленных его представителях — комплексах. Границы формационных видов в отличие от границ комплексов отражают не ограничения в пространстве и во времени, как это четко определил Н. П. Херасков [588], а ограничения свойств, устанавливаемые до некоторой степени условно как структурные и вещественные рубежи.

Признаки и соответственно границы формаций могут задаваться различными способами:

а) установлением некоего эталона;
б) произвольным разбиением всего пространства формационных признаков на отдельные ячейки;

в) установлением дискретности свойств этого пространства и определением на этой основе границ подмножеств.

Во всех случаях используются признаки, отражающие существенные свойства ассоциаций и в конечном счете определяемые исходя из принятых в современной петрографии и петрологии оценок их информативности для целей исследования. Второй и третий способы реализуются иногда совместно, их сближает условность в определении граничных свойств ассоциаций; однако третий способ предполагает учет конкретных вариаций свойств, а второй предполагает этот анализ в неявной форме. По существу переход от первого способа ко второму и затем к третьему отражает последовательное совершенствование методов исследования и углубление знаний о сообществах магматических пород. Для реализации третьего способа должны быть с достаточной полнотой изучены все вариации свойств, используемых для проведения границ.

Понятно, что нельзя использовать единые критерии для выделения формаций, принадлежащих к разным семействам, существенно различающимся по составу и наборам пород, внутреннему строению, соотношениям с окружающей средой. Точно так же формации интрузивных, интрузивно-вулканических и вулканических пород требуют различных методов анализа ассоциаций, выделения их типовых свойств и т. д. Особняком стоят и формации суперкрупных комплексов докембрия. Тем не менее для всех случаев наиболее эффективным является путь сопоставления множеств однотипных в каких-либо отношениях комплексов, что и является основой для выделения и ограничения формационного вида.

Формационные виды, рассматриваемые в настоящей работе на основании типизации многочисленных магматических комплексов, в значительной степени соответствуют типам магматических формаций, выделявшимся ранее в схемах Ю. А. Кузнецова [276], Д. С. Харкевича, В. Н. Москалевой и др. [583] и некоторых других исследователей. Использование более строгих вещественных и структурных критериев формационной принадлежности позволило вместе с тем уточнить характеристики отдельных формационных типов, их границы, объемы и др., особенно в отношении формаций вулканических пород, среди которых выделен ряд новых видов. Как было отмечено выше, для этих целей использованы признаки состава, строения формаций и соотношений их с окружающей средой.

Вещественный состав формации определяется набором пород, их видов и разновидностей, определяемых по петрографическим, минералогическим и петрохимическим признакам. Количественные соотношения видов горных пород при выделении

формаций имеют двойное значение. С одной стороны, они характеризуют состав формаций и определяют их принадлежность к одному из семейств. С другой стороны, в рамках определенного семейства эти соотношения, указывая на степень однородности формаций и характер переходов между главными видами пород, являются признаком строения формаций.

Признаки строения формации могут быть подразделены на структурные и конституционные. Структурные признаки определяются внешней формой простых геологических тел, составляющих формации и комплексы, их внутренним строением и способами сочетания составных частей, т. е. их геометрическими и возрастными соотношениями. Конституционные признаки определяются распределением и способами сочетания тех или иных вещественных характеристик пород, входящих в состав комплексов и их ассоциаций. Сюда относятся количественные соотношения пород, характер распределения отдельных минералов и химических элементов между разными породами, выступающий как тип дифференцированности ассоциаций и связывающий породы в единую серию. Перечисленные характеристики магматических формаций, относимые к признакам их строения, определяются глубиной становления («фацией глубинности»), тектоническим режимом и палеогеографической обстановкой, соотношением формации с другими геологическими формациями, режимом кристаллизации магмы, ее составом. Некоторые типы строения присущи формациям только определенного состава и фациальной принадлежности. Таким образом, состав и строение формаций не являются полностью независимыми друг от друга характеристиками.

✓ Для определения границ и объемов формаций наиболее информативны следующие структурные и конституционные признаки строения:

а) принадлежность к тем или иным «фациям глубинности»: выделяются вулканические, интрузивно-вулканические и плутонические, в том числе интрузивные, ассоциации, среди плутонических — гипабиссальные, мезоабиссальные и абиссальные. Глубинность становления определяет термодинамические условия существования расплавов и характер их размещения на месте застывания, их кристаллизации (дифференциации), влияние процессов регионального метаморфизма, масштабы ассоциации, степень последующих изменений и т. д. [280];

б) пространственные соотношения пород внутри комплексов и в отдельных геологических телах («прерывистость» и «непрерывность»). Этот признак имеет особое значение для плутонических формаций, тогда как для вулканических формаций он является менее устойчивой характеристикой и зависит часто от случайных причин;

в) характер статистического распределения всей совокупности пород по какому-либо признаку: степени мафичности,

содержанию SiO_2 и т. д. Этот признак в плутонических формациях коррелируется с характером пространственных соотношений пород: многофазные тела обычно отвечают прерывистому распределению по составу. Характер распределения пород формации по степени мафичности, степени щелочности и другим признакам, положенным в основу разделения пород, может быть выражен в форме их количественных соотношений. В таком виде этот признак используется преимущественно для классификации вулканических формаций, среди которых выделяются однородные (недифференцированные) и неоднородные, подразделяемые на контрастно дифференцированные и последовательно дифференцированные (последовательно распределенные) формации;

г) направленность изменения состава пород во времени для формации в целом и в отдельных геологических телах. По этому признаку выделяются гомодромные и антидромные ассоциации, причем направленность в каждом из этих случаев может сочетаться с элементами ритмичности;

д) тип дифференцированности* формаций, т. е. характер тех петрохимических тенденций, которые связывают все породы формации в единую серию. Этот признак учитывает согласованные вариации содержаний в породах формации многих компонентов. На этом основании могут быть выделены серии «боуэновского» (или «известково-щелочного») и «феннеровского» (или «толеитового») или «скергардского») типов. По существу, рассматриваемый признак можно определить как структуру ассоциации в пространстве петрохимических признаков.

Характер соотношений магматических формаций со средой может рассматриваться в различных аспектах, классификационное значение которых неодинаково, поскольку они одновременно проявляются и в других признаках формаций. Эти соотношения определяются в первую очередь фаціальными условиями становления формаций, затем типами динамических обстановок, в которых происходит это становление, и, наконец, расположением в пределах различных геологических структур высших порядков. Подобно тому, как в биологии общность ареала является необходимым условием принадлежности организмов к одному виду, общность или сходство тектонической обстановки проявления должны служить если не ограничительным условием, то способом оценки правильности отнесения ассоциации к одному виду.

Повторяемость свойств отдельных ассоциаций изверженных пород, объединяемых в формационные виды, может быть иллюстрирована результатами статистической обработки материала

* Термин «дифференциация» используется здесь для обозначения не столько процесса, сколько его результата. В этом случае лучше говорить о типе дифференцированности или о типе распределения.

по магматическим комплексам территории СССР [86], подтверждающими как дискретность большинства формационных видов, так и статистическую значимость выделяемых совокупностей. Например, в формацию натриевых базальтов входит 90 комплексов, андезито-базальтовую — 47, липаритовую — 76, дунит-перидотитовую — 60, диорит-гранодиоритовую — 58, гранитовую — 45 и т. д. Лишь небольшое число формационных видов (преимущественно редкие и сложные по составу формации щелочной группы) представлено менее чем десятком магматических комплексов, в которые, однако, входит значительное число отдельных геологических тел.

Использованные в настоящей работе подходы к типизации формации, учитывающие различные качественные и количественные признаки состава ассоциаций, близки к тем, которые широко используются при формационных исследованиях магматических образований [216, 277]. Однако только этих признаков в большинстве случаев недостаточно для типизации, на что неоднократно указывалось многими исследователями [233, 467, 580].

СИСТЕМАТИКА ФОРМАЦИЙ

Для отражения сходства или различий между видами формаций и характера связей между ними, упорядочения и обобщения данных о свойствах формаций, предсказания новых видов или неизвестных свойств формаций, наконец, для удобства описания формаций возникает необходимость их систематизации, т. е. группировки по общности некоторых признаков в таксоны различного порядка. В качестве признаков систематики использованы те свойства формаций, которые, как отмечалось выше, наиболее важны и информативны. При этом систематическими могут выступать признаки как состава, так и строения формаций.

Основными систематическими подразделениями, принимаемыми в настоящей работе, являются семейства, группы, классы и виды формаций. Семейства выделяются по принадлежности преобладающих пород к ультрамафическим, мафическим, мафическо-салическим или салическим (эти же названия приняты для соответствующих семейств). Предполагается, что этот признак разделяет формации, наиболее существенно различающиеся по их месту в строении литосферы, положению в тектоно-магматическом цикле, способу образования магм, металлогеническим свойствам. При равном представительстве в составе формаций пород разных семейств для оценки их места в систематике привлекаются соображения о составе магм, родоначальных для всей ассоциации.

Группы формаций выделяются по степени щелочности пород. Дискриминационное значение этого признака для палеотекто-

нического и металлогенического анализа показано эмпирически, а его важный петрогенетический смысл подтвержден многочисленными экспериментами. По щелочности внутри семейства могут быть выделены группы формаций: нормальной щелочности, субщелочные (повышенной щелочности) и щелочные (с высокой представительностью фойдовых пород).

По типу строения различают классы вулканических, интрузивно-вулканических и plutонических, в том числе интрузивных, формаций, выделяемые в соответствии с фациальными условиями становления. Внутри таких группировок формации могут быть подразделены на: 1) прерывистые и непрерывные — по отношению распределения пород в пространстве, 2) однородные, контрастные и последовательно распределенные — по типу распределения тех или иных вещественных характеристик.

Вид формации определяется сочетанием признаков ее состава и строения. По существу, каждому вновь вводимому признаку в определенной их иерархии должен отвечать свой таксон систематики. В настоящее время соподчинение этих признаков для разных семейств формаций является еще предметом дискуссии и производится в соответствии с задачами систематики, а также исходя из некоторых генетических предпосылок. В силу этих обстоятельств систематическое положение формационных видов исходя из их имманентных свойств можно определить лишь с известной долей условности.

В различных классификациях магматические формации обычно выступают в качестве равноправных таксономических единиц (таксонов одного ранга); вместе с тем это не может быть строго доказано для всех случаев и особенно для формаций, входящих в состав различных семейств и групп. «Неравноправие» формаций вытекает также из различных фациальных особенностей их образования, форм проявления, различной распространенности и объемов входящих в их состав комплексов (объемы магматических тел разных формационных видов могут различаться на несколько порядков), длительности их формирования и соотношений в каждом случае собственно магматического и метаморфо-метасоматического процессов петрогенезиса и т. д.

На рис. 1 приведена схема состава и строения описанных в работе формаций, а также их положение в принятой систематике. Внизу перечислены виды и некоторые разновидности пород, составляющих формации, сначала нормальной щелочности и субщелочные, затем фойдовые. Значками показаны наличие в составе формации тех или иных пород и их относительная распространенность. Тип конституционной структуры формаций, а также тип связности пород в пространстве обозначены рисунком линий, соединяющих значки.

Описание формаций в книге расположены в порядке их принадлежности к соответствующим семействам, группам, классам.

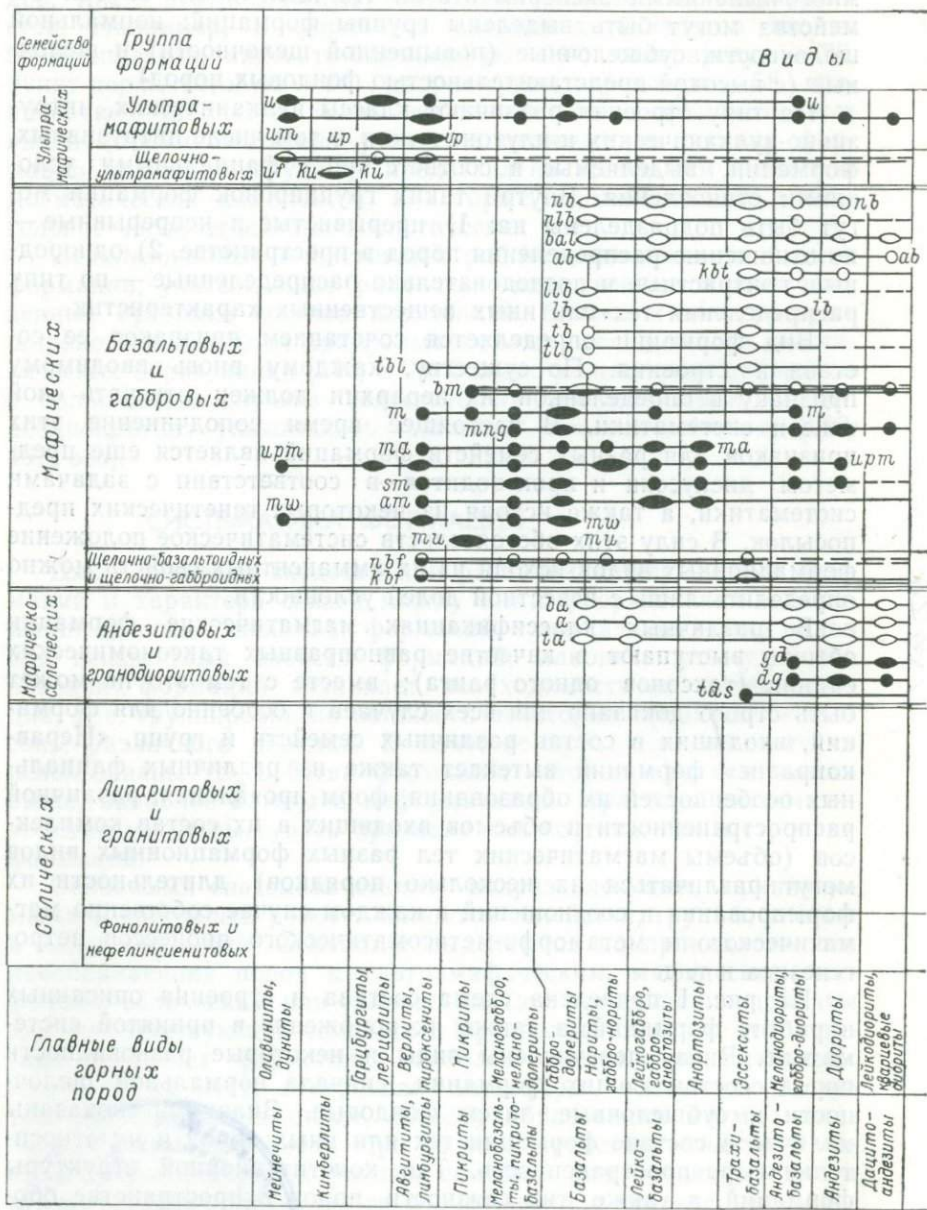
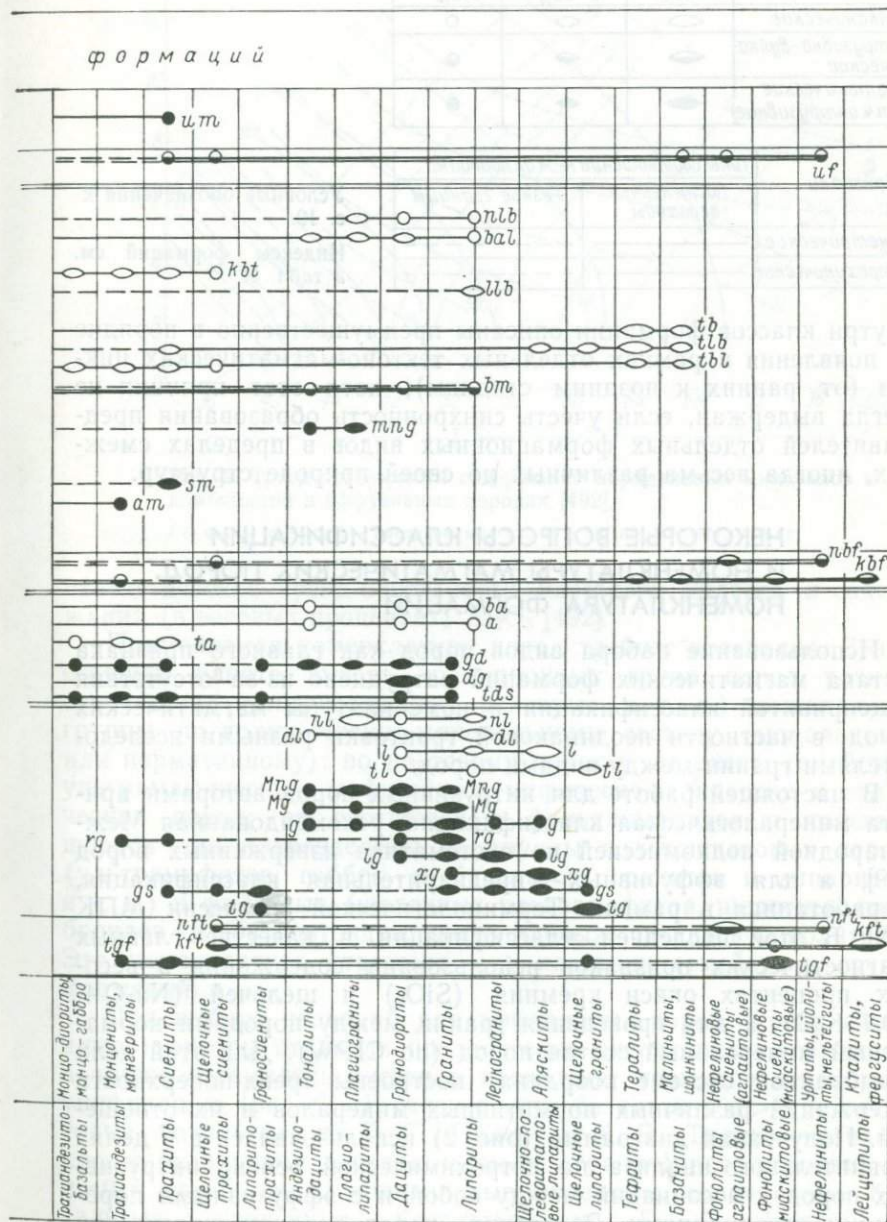


Рис. 1. Состав и строение магматических формаций.

Условные обозначения см. на с. 20.



Классы формаций	Относительные объемы пород в составе формаций		
	> 50%	10-50%	< 10%
Вулканические	○	○	○
Интрузивно-вулканические	◐	◐	●
Плутонические (в т.ч. интрузивные)	◑	◑	●

Признаки	Типы соотношений между породами	
	Постепенные переходы	Резкие границы
Геометрические	—————	-----
Петрохимические	—————	-----

Условные обозначения к с. 19.

Индексы формаций см. в табл. 1.

Внутри классов формации описаны преимущественно в порядке их появления в рамках отдельных тектоно-магматических циклов (от ранних к поздним стадиям), хотя этот принцип не всегда выдержан, если учесть синхронность образования предшественников отдельных формационных видов в пределах смежных, иногда весьма различных по своей природе структур.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД. НОМЕНКЛАТУРА ФОРМАЦИЙ

Использование набора видов пород как главного признака состава магматических формаций затруднено из-за отсутствия общепринятой классификации и номенклатуры магматических пород, в частности неодинаковой трактовки разными исследователями границ между видами пород.

В настоящей работе для интрузивных пород авторами принята минералогическая классификация, рекомендованная Международной подкомиссией по систематике изверженных пород [239], а для эффузивных — предварительная классификация, разработанная в рамках Терминологической комиссии МПК [492]. В этой последней классификации в качестве главных диагностических признаков использованы содержания в весовых процентах окиси кремния (SiO_2) и щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O}$), а для проведения границ между породами нормативный минеральный состав пород (по CIPW). Для этой цели в выбранной системе координат построены тренд-поверхности содержаний различных нормативных минералов и их отношений. Полученная диаграмма (рис. 2) использовалась и в целях сравнительного анализа на петрохимической основе интрузивных пород и ассоциаций между собой и с эффузивными породами и ассоциациями. Разделение пород по типу щелочности проводилось с помощью диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O})$. Для оценки степени меланократовости пород использовались

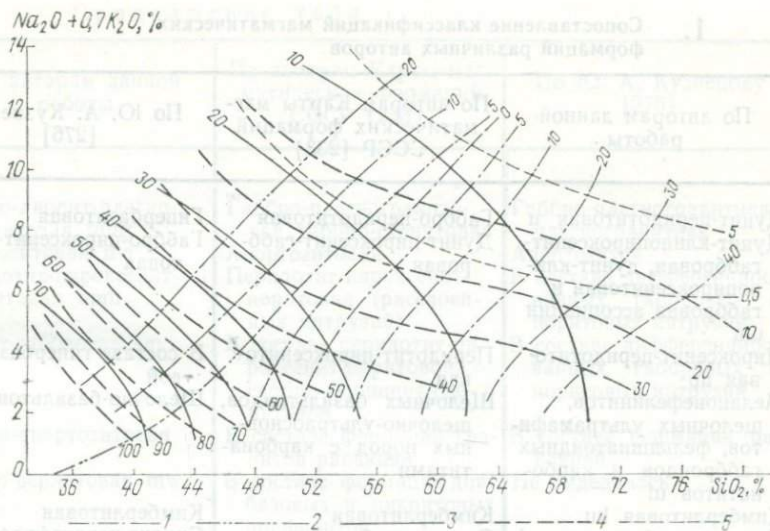


Рис. 2. Тренд-поверхности содержаний нормативных минералов и их комбинаций в эффузивных породах [492].

1 — q, 2 — $pe+lc$, 3 — цветовой индекс, 4 — $an/(an+ab+or)$, 5 — ac .

статистические тренд-поверхности цветового индекса и содержаний (в весовых процентах) Al_2O_3 [492].

Применяемая номенклатура пород требует пояснения. В настоящей работе вместо традиционных групп пород разной основности (ультраосновные, основные и т. д.) выделяются группы по количественно-минеральному составу (модальному или нормативному): по цветовому индексу выделены семейства ультрамафических, мафических, мафическо-салических и салических пород; по соотношению фельдшпатоидов и полевых шпатов они подразделены на группы полевошпатовых пород (ультрамафитов, габбро и базальтов, гранитов и липаритов и т. д.) и фойдовых (щелочных ультрамафитов, щелочных габброидов и базальтоидов, нефелиновых сиенитов-фонолитов). Эта номенклатура отражена и в названии семейств и групп формаций.

При выборе названий для эффузивных пород (среди синонимов) авторы отдавали предпочтение однословным терминам, а также стремились внести в построение терминов некоторую унификацию (рис. 2). В связи с этим базальты с $q > 0$ («толеитовые базальты», по Г. С. Иодеру и К. Э. Тилли) названы просто базальтами, а базальты поля, ограниченного изолиниями $q=0$ и $pe=5$ (т. е. «оливиновые толеиты», «оливиновые базальты», «щелочные базальты», по Г. С. Иодеру и К. Э. Тилли), — трахибазальтами. Последний термин некоторые петрографы используют только для базальтов с повышенным

1. Сопоставление классификаций магматических формаций различных авторов

По авторам данной работы	По авторам Карты магматических формаций СССР [233]	По Ю. А. Кузнецову [276]
Дунит-перидотитовая и Дунит-клинопироксенит-габбровая, дунит-клинопироксенитовая и габбровая ассоциации ип	Габбро-перидотитовая Дунит-пироксенит-габбровая	Гипербазитовая Габбро-пироксенит-дунитовая
Пироксенит-перидотитовая ир Меланонфелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатондных габброидов и карбонатитов иф	Перидотит-пироксенитовая Щелочных базальтоидов, щелочно-ультраосновных пород с карбонатами	В составе гипербазитовой Щелочно-базальтоидная
Кимберлитовая кк	Кимберлитовая	Кимберлитовая
Натриевых базальтов пб	Спилит-диабазовая	Спилит-кератофировая группа формаций
Натриевых базальтов-липаритов пл	Кератофир-спилит-диабазовая	То же
Базальт-андезит-липаритовая ба	В составе формаций диабазов и липаритовых порфиров, андезит-дацитовых и липаритовых порфиров, базальтовых и андезитовых порфиритов	В составе андезитовой формации
Андезит-базальтовая аб	Базальтовых и андезитовых порфиритов	В составе андезитовой формации
Калиевых базальтов — трахитов кбт	Базальтовых порфиритов и трахитовых порфиров	В составе трахиандезитовой формации
Лейкобазальтовая лб	Диабазовых и пикритовых порфиритов, в составе липарит-базальтовой	Базальт-липаритовый подтип трапповой формации
Липарит-лейкобазальтовая ллб	Липарит-базальтовая (липаритовых порфиров — базальтовых порфиритов)	То же
Трахибазальтовая тб	В составе трахибазальтовой формации	В составе щелочной оливин-базальтовой (трахибазальтовой) формации континентов
Трахилипарит-трахибазальтовая тлб	В составе липарит-базальтовой формации	То же
Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая тбл	В составе трахибазальтовой формации	"
Базальт-долеритовая блм	Трапповая	Трапповая (толеит-базальтовая)
Габбро-диабазовая м	Габбро-диорит-диабазовая	Габбро-диорит-диабазовая

Продолжение табл. 1

По авторам данной работы	По авторам Карты магматических формаций СССР [233]	По Ю. А. Кузнецову [276]
Габбро-диорит-плагиогранитовая ппг Анортозитовая та Перидотит-пироксенит-норитовая црп	Габбро-плагиогранитовая, габбро-сиенитовая Анортозитовая Перидотит-пироксенит-норитовая (расслоенных интрузий)	Габбро-плагиогранитная, плагиогранитная Анортозитов В составе дифференцированных габбровых и норитовых интрузий
Сиенит-габбровая см	В составе перидотит-пироксенит-норитовой, габбро-монцит-сиенитовой	В составе дифференцированных габбровых и норитовых интрузий
Габбро-анортозитовая ап	В составе формации гранитов рапакиви	В составе формации рапакиви
Габбро-верлитовая mw	В составе формации базовых и пикритовых порфиритов	Не выделялась
Диабаз-пикритовая ми Щелочных базальтоидов, фонолитов, щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов пbf	Не выделялась Щелочных базальтоидов, щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов	” Некоторые проявления щелочной оливин-базальтовой (трахибазальтовой) формации континентов
Щелочных базальтоидов и лейцитифиров, щелочных габброидов, лейцит-нефелиновых сиенитов kbfi	Щелочных базальтоидов, щелочных габброидов и лампрофиров	Интрузивные проявления щелочно-базальтоидной формации
Базальт-андезитовая ба	Андезит-базальтовых порфиритов	Не выделены из базальт-липаритовой группы формаций
Андезитовая а	Андезитовая (андезитовых порфиритов)	Андезитовая
Трахиандезитовая та	Трахиандезитовая (трахиандезитовых порфиритов)	Трахиандезитовая
Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая gd	Диорит-плагиогранитовая, габбро-граносиенит-гранитовая, габбро-гранодиоритовая	Гранитоидных батолитов пестрого состава
Диорит-гранодиоритовая dg	Диорит-гранодиоритовая, гранодиорит-гранитовая	Габбро-диорит-гранодиоритовая
Монцит-сиенитовая tds	В составе гранит-граносиенитовой формации	В составе габбро-монцит-сиенитовой формации
Натриевых липаритов pl	Кварцевых кератофиров	Кварц-кератофировая (спилит-кератофировая группа)
Дацито-липаритовая dl Липаритовая l	В составе липаритовой Липаритовая (липаритовых порфиритов)	Не выделялась Липаритовая

По авторам данной работы	По авторам Карты магматических формаций СССР [233]	По Ю. А. Кузнецову [276]
Трахиллипаритовая tl	Трахиллипаритовая (трахиллипаритовых порфиров)	В составе липаритовой формации
Мигматит-плагногранитовая Mng	Мигматит-плагногранитовая Кордиерит-гранатовых мигматит-гранитов	В составе мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов гранитного состава
Мигматит-гранитовая Mg Гранитовая g	Мигматит-гранитовая Гранит-гранодиоритовая, гранитовая	То же Гранитных батолитов
Гранитов рапакиви tg	Гранитов рапакиви	Рапакиви
Лейкогранитовая lg	Гранит-лейкогранитовая	Субвулканических гранитов
Аляскитовая xg Гранит-граносиенитовая gs	Аляскитовая Гранит-граносиенитовая	То же Габбро-монзонит-сиенитовая (один из формационных подтипов)
Щелочно-гранитовая tg	Щелочных гранитов и сиенитов	Не выделялась
Фонолитов, щелочных трахитов, нефелиновых (агпайтовых) сиенитов pit	Агпайтовых нефелиновых сиенитов	Формация центральных интрузий агпайтовых нефелиновых сиенитов
Лейцитифиров, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов kft	Щелочных и нефелиновых сиенитов	Не выделялась
Нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов tgf	Щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов	„

содержанием калия, но в то же время, называя породы «трахиандезитами», тип щелочности обычно не учитывают. Заметим также, что если базальты, попадающие в поле, ограниченное изолиниями $q=0$ и $pe=5$, богаты железом, особенно окисным, то оливин, как нормативный, так и модальный, в них отсутствует, и в этом случае название «оливиновые базальты» менее оправданно, чем «трахибазальты».

При уточнении названий магматических формаций авторы стремились сохранить все то рациональное, что было сделано в этом направлении предыдущими исследователями. В работе принята номенклатура, отражающая состав главных видообразующих изверженных пород. Для некоторых формаций это могут быть и наиболее распространенные виды пород и подчиненные, но характерные для данного вида.

Названия формаций построены по общему правилу. Формационному виду дается название, состоящее из прилагательного от главной видообразующей породы (или пород): липаритовая, липарит-базальтовая (на втором месте — преобладающий тип пород). Исключение составляют сложные формации с последовательной серией пород, для которых перечисляются породы от основных к кислым. Для полифациальных формаций в названии отображены разнофациальные составляющие, например базальт-долеритовая.

Для индексации формаций используются буквы латинского алфавита, которые по возможности отвечают начальным буквам названий главнейших пород, составляющих формацию. Для пород приняты следующие буквенные обозначения: u — ультрамафиты, p — пироксениты, m — габброиды, b — базальты, базаниты, lb — лейкобазальты,* d — диориты, дациты, а — андезиты, g — граниты, l — липариты, s — сиениты, tb — трахибазальты, ta — трахиандезиты, t — трахиты, tl — трахилипариты, f — фойдовые породы. Если в названии формаций сочетаются несколько названий пород, начинающихся со слов «трахи», то буква t в индексе ставится только один раз (например, трахилипарит-трахибазальтовая — tlb). Буквы, обозначающие петрохимическую специфику пород и формаций, ставятся в начале индекса: n — натриевый тип, k — калиевый тип щелочности.

В табл. 1 перечислены главнейшие виды магматических формаций (вулканических, интрузивно-вулканических и интрузивных), сгруппированные по семействам, а также приведено их сопоставление с формациями (комплексами, ассоциациями), выделенными Ю. А. Кузнецовым [276] и авторами Карты магматических формаций [233]. Приведены также индексы формул.

* Термин «лейкобазальт» в настоящее время применяется неоднозначно. Здесь лейкобазальтами названы породы переходного состава — от собственно базальтов к андезито-базальтам.

2 Семейство ультрамафических формаций

В семействе ультрамафических формаций рассматриваются две группы. В составе первой преимущественно или существенно развиты ультрамафитовые породы нормального ряда: дуниты, оливиниты, гарцбургиты, в меньшей степени верлиты, пироксениты, горнблендиты, а также ассоциирующие с ультрамафитами и резко подчиненные им габбро, диориты и плагиограниты. Вторая группа характеризуется сочетанием двух различных серий горных пород: ультрамафитовой (оливиниты, дуниты, пироксениты) и ультращелочной фойдовой (мельтейгиты, уртиты, ийолиты, нефелиновые и щелочные сиениты); характерным членом этой группы являются карбонатиты, щелочные базальтоиды, меймечиты и кимберлиты.

Задолго до развития формационных исследований многими петрологами выделялись ассоциации ультрамафитов нормального ряда, свойственные геосинклинальным областям, и щелочно-ультрамафитовые ассоциации, распространенные на древних платформах и в эпиорогенных и эпиплатформенных рифтовых зонах [157, 613]. Такое разделение нашло отражение в принятой классификации магматических формаций, где ассоциации ультрамафитов составляют соответственно две группы в семействе ультрамафических формаций.

Группа ультрамафитовых формаций нормальной щелочности включает дунит-перидотитовый, дунит-клинопироксенит-габбровый и пироксенит-перидотитовый формационные виды. Первый из них представлен дунит-перидотитовой формацией, широко известной в литературе как «альпинотипная», «гипербазитовая», «габбро-перидотитовая», «дунит-гарцбургит-

товая» и т. д. и являющейся членом «офиолитовой триады» Г. Штейнманна (1928 г.). Из-за петрографического состава комплексов этой формации и постоянной ассоциации ультрамафитов и габбро формация была названа габбро-перидотитовой, как принято на Карте магматических формаций СССР [233]. Исследования последних лет подтверждают постоянно повторяющуюся ассоциацию ультрамафитов и габбро, но характер их генетических связей рассматривается по-разному. Это обстоятельство, а также гетерогенный характер габбро, отсутствие четкой закономерности в пространственном их распределении, незначительные масштабы проявления по отношению к ультрамафитам (1:10, 1:20) позволили исключить «габбро» из названия формации, петрографический облик которой определяют в основном дуниты и перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты). Поэтому альпинотипная ассоциация ультрамафитов ниже описывается под названием дунит-перидотитовой формации.

Применяемый нередко термин «дунит-гарцбургитовая формация» отражает наибольшее распространение в ее составе этих пород, но как бы сужает объем формации, в которой развиты и другие разновидности перидотитов, в частности лерцолиты. Название «дунит-перидотитовая» хотя и представляется более общим, но ближе отвечает составу конкретных ассоциаций.

Второй формационный вид представлен зонально дифференцированными дунит-клинопироксенит-габбровыми массивами, прототипом которых являются сложные концентрически зональные массивы платиноносного пояса Урала. В предвоенные годы были опубликованы сводные геолого-петрографические описания представителей этих двух типов интрузивных ассоциаций на Урале под названием соответственно «Восточная» [П. М. Тартинов, 1940 г.] и «Западная» [Г. Л. Падалка, 1937 г.] полосы габбро-перидотитовой формации Урала. И хотя в пределах этих зон интрузии относились к одной габбро-перидотитовой формации Урала (название которой утвердилось еще со времени работ Л. Дюпарка, Г. М. Романова (1926 г.), Г. Л. Падалки (1937 г.), между ними проводилось разграничение, сохранившееся при последующих исследованиях на Урале. Зарубежные исследователи также стали различать в составе перидотит-серпентинитовой ассоциации орогенических зон перидотиты и серпентиниты «альпийского типа» и «зональные штокоподобные массы перидотитов, пироксенитов, горнблендитов и габбро». Н. Д. Соболев (1962 г.), основываясь на петрохимических особенностях этих ассоциаций, предложил для них названия «ультрамагбазиты», «ультрафербазиты».

В монографическом описании платиноносного пояса Урала О. А. Воробьевой и др. [91] были подчеркнуты отличительные черты состава и строения этой формации, названной «габбро-пироксенит-дунитовой», от альпинотипной. За рубежом характерными представителями этой формации являются концентрически

зональные ультрамафитовые комплексы Юго-Восточной Аляски [541]. В мировой геологической литературе эта формация характеризуется под названием «зональные ультрамафитовые комплексы аляско-уральского типа» [678] или как «аляско-уральская ассоциация». В связи с изучением этой ассоциации существует много разноречивых представлений о ее объеме, природе взаимоотношений главных типов пород и их генезисе.

В настоящее время исследователи платиноносных интрузий Урала подразделяют эту ассоциацию на две формации: дунит-клинопироксенитовую и габбровую, что, в частности, нашло отражение в приводимой в настоящей работе характеристике этих ассоциаций, составленной И. А. Малаховым на материале Уральского платиноносного пояса. Эти сопряженные во времени и пространстве ассоциации имеют сложные парагенетические соотношения. Повторяемость таких тесно пространственно связанных ассоциаций в других регионах (Алтае-Саянская область, Казахстан, Аляска) дает некоторое основание рассматривать их как парагенетические.

Третий формационный вид в этой группе представлен ассоциацией перидотитов и пироксенитов (с переменными, но обычно подчиненными количествами габбро), отличающихся повышенной железистостью своих главных компонентов — пироксена и оливина, что совершенно необычно для двух рассмотренных выше формационных видов. Кроме того, если последние являются характерными членами эвгеосинклинальных зон, то пироксенит-перидотитовая формация распространена преимущественно в зонах, обрамляющих платформы или срединные массивы, в значительной степени переработанные. Таковы миогеосинклинальная зона западного склона Урала, Улутауская зона в Казахстане, зона Восточного Браутона в Канаде и др.

Вторую группу в рассматриваемом семействе составляют полифациальные ассоциации ультрамафитовых, щелочных и фойдитовых пород, объединяемых в формацию меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов. Для этой формации отмечается тесная пространственная связь вулканических пород — меймечитов, пикритов, щелочных базальтоидов и интрузивных пород — оливинитов, мельтейгитов и нефелиновых сиенитов. Но наряду с этим широко известны интрузивные комплексы, рассматривающиеся в объеме того же формационного вида, характеризующегося натриевой спецификой состава горных пород. Вторым членом этой группы является формация кимберлитов с калиевой спецификой пород.

В интрузивных комплексах первой формации ультрамафитовые члены отвечают породам нормального ряда; несколько повышенная щелочность в них отмечается только за счет присутствия биотита и мелилита, главным образом в пироксенитах. Члены щелочного ряда представлены щелочными и нефе-

линовыми сиенитами, мельтейгитами и урритами, обычно количественно подчиненными ультрамафитам. Такие комплексы представляют собой глубоко эродированные сложные интрузивные тела. Наряду с ними известны вулканогенно-интрузивные комплексы центрального типа (типа маймеча-котуйского), в лавовой фации которых широко развиты щелочные базальтоиды и меймечиты. Последние по химизму отвечают типичным ультраосновным лавам.

Калиевая ветвь этой группы на территории СССР представлена только формацией кимберлитов*. Большое петрохимическое сходство кимберлитов с ультрамафитами предыдущей формации, а также практически одинаковые в тех и в других формациях наборы элементов-примесей дают основание для высказываний о генетической сопряженности обеих этих формаций; в ряде случаев кимберлиты рассматриваются в составе щелочно-ультраосновной формации [229]. В пользу выделения этих формаций в ранге самостоятельных говорят различия в составе и строении, а также самостоятельность проявления соответствующих комплексов.

Таким образом, типизация формаций ультрамафического семейства на основании признаков состава, строения и соотношения со средой позволили уточнить объем ранее выделенных формаций и определить их принадлежность к двум группам, характерным соответственно для геосинклинального и кратонного классов тектонических режимов.

ГРУППА УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Дунит-перидотитовая формация

Формация объединяет комплексы бесполовошпатовых ультрамафитовых пород (главным образом гарцбургитов с небольшим содержанием ромбического пироксена, дунитов и лерцоцитов), обычно интенсивно или даже полностью серпентинизированных; с ними в резко подчиненном количестве ассоциируют верлиты и пироксениты; с ультрамафитами во времени и пространственно сопряжены габбро, габбро-диабазы и малые тела натриевых гранитоидов (плагногранитов, кварцевых диоритов). Форма проявления этой формации — приуроченные к глубинным разломам, протягивающиеся на сотни километров пояса линзовидных или пластообразных интрузий среднего и малого размера или небольшие линейные зоны, образованные цепочками четковидно расположенных малых интрузивных тел.

Альпийно-типовая дунит-перидотитовая формация связана лишь с одним классом эндогенных режимов — геосинклинальным

* Существенно калиевые лавы лейцитифиров, установленные в зоне африканских рифтов [358], нами не рассматриваются.

и проявляется в зонах с эвгеосинклинальным режимом развития. Плутонические дунит-перидотитовые комплексы пространственно совмещены с вулканическими образованиями натриевых базальтов («спилит-диабазовой» формации), что отчетливо устанавливается в разновозрастных складчатых областях начиная с раннего протерозоя. Становление ультрамафитов в толщах натриевых базальтов происходило до их складчатых дислокаций и регионального метаморфизма, свидетельством чего является сопряженность степени и характера метаморфизма вулканических пород и ультрамафитовых интрузий [371, 498]. Натровый метасоматоз выражается в альбитизации базальтов и в образовании в ультрамафитах таких пород, как альбититы, жадеититы, глаукофановые породы. В пространственной ассоциации альпинотипных дунит-перидотитовых интрузий с подводными излияниями натриевых базальтов проявляется известная закономерность развития магматизма геосинклиналей, выражающаяся в определенной последовательности формирования вулканических базальтовых ассоциаций и альпинотипных интрузий ультрамафитов. Причиной этого могла быть глубинная дифференциация вещества верхней мантии с сепарацией базальтового расплава и ультрамафитового остатка, а также влияние общего структурного контроля на размещение как вулканических, так и следующих за ними плутонических образований.

Для ультрамафитовых массивов наиболее обычны тектонические взаимоотношения с вмещающими породами, в том числе с вулканическими. В зонах тектонических нарушений, как в приконтактных, так и во внутренних частях массивов, наблюдаются рассланцевание, милонитизация, брекчирование («меланж»). В этих зонах, благоприятных для циркуляции гидротермальных растворов, наиболее интенсивно проявлены процессы метасоматоза (родингитизация, листовенитизация, хлоритизация, альбитизация). Гнейсовидность и рассланцевание пород также указывают на воздействие дислокационного метаморфизма [371, 427, 629] тектонических подвижек, перемещения блоков, которые могли происходить внутри вулканических толщ одновременно с их смятием. Такие перемещения не были одноактными. Так, в зоне развития раннепалеозойских ультрамафитов Северного Прибалхашья подобные движения происходили в ордовике, девоне и раннем карбоне [373]. Повторяемость тектонических перемещений отмечается и для ряда других дунит-перидотитовых комплексов. Однако такие тектонические движения лишь усложняли залегание и строение тел ультрамафитов и способствовали метаморфическим преобразованиям пород. Это не всегда в достаточной степени учитывается, что вызывает дискуссии о возрасте ультрамафитов (серпентинитов), особенно в тех случаях, когда массивы их залегают на более высоких стратиграфических уровнях, например

в терригенных образованиях флишоидного типа или в известняках.

Формы интрузивных массивов ультрамафитов определяются преимущественно как линзовидные, пластообразные, ориентированные согласно с общим простиранием «офиолитовой ассоциации». Магнитометрические данные в большинстве случаев свидетельствуют о крутых падениях интрузивных тел. Небольшие массивы обычно представлены линзами или телами неправильных очертаний, имеющими характер факолитов. Крупные массивы по форме ближе к гарполитам. Первичные формы тел нередко осложняются последующими нарушениями. Резко несогласные или нарушающие залегание вмещающих толщ plutоны типа лакколитов, батолитов для альпинотипных ультрамафитовых комплексов неизвестны.

Изучение формы на глубину магнитометрическим методом дает различные результаты в случае несерпентинизированных (т. е. слабомагнитных) и серпентинизированных ультрамафитов, иногда приводя к умозрительным представлениям о «бескорневых» ультрамафитовых телах, об их «диапировых» куполах и т. д.

Геологические, геофизические и буровые материалы свидетельствуют в пользу интрузивного залегания альпинотипных ультрамафитов, массивы которых имеют подводящие каналы. Так, в юг-юго-восточной части Кемпирсайского массива установлен подводящий канал в виде серии глубинных разломов, «залеченных» ультрамафитами [427]. В Алтае-Саянской области установлены две преобладающие формы ультрамафитовых массивов: а) крутопадающие пластинообразные тела, уходящие на глубины (Кызыр-Бурлюкский массив и др.); б) лополитообразные, обычно неправильные тела в сочетании с крутопадающими дайками,* которые могут рассматриваться как подводящие каналы в Эрганакском, Калнинском и других массивах [252]. Размеры массивов варьируют в широких пределах: от десятых долей до десятков и сотен, реже тысяч квадратных километров.

Внутреннее строение массивов конкордантно с их внешней формой (рис. 3, 4). Следовательно, многие массивы альпинотипных комплексов находятся сейчас на месте своего становления. Об этом же говорит и наличие ксенолитов тех пород, в которых они непосредственно залегают (Кентерлауский массив в Северном Прибалхашье, Канский массив в Южной Фергане, Бурьктальский массив Южного Урала и др.).

В крупных массивах, где сохраняются большие массы несерпентинизированных ультрамафитов, устанавливается зональное их строение, выражающееся в смене пород как по простиранию пояса (по латерали), так и в пределах массивов (по вертикали). Латеральная неоднородность по простиранию

* Такую форму, вероятно, более правильно определять как гарполит.

поясов отмечается для многих районов развития альпинотипной формации; она объясняется различным эрозионным срезом и наличием вертикальной зональности массивов (северобалхашский комплекс в Казахстане, Салаирский и Южно-Тувинский пояса актовракского комплекса Алтае-Саянской складчатой области и др.).

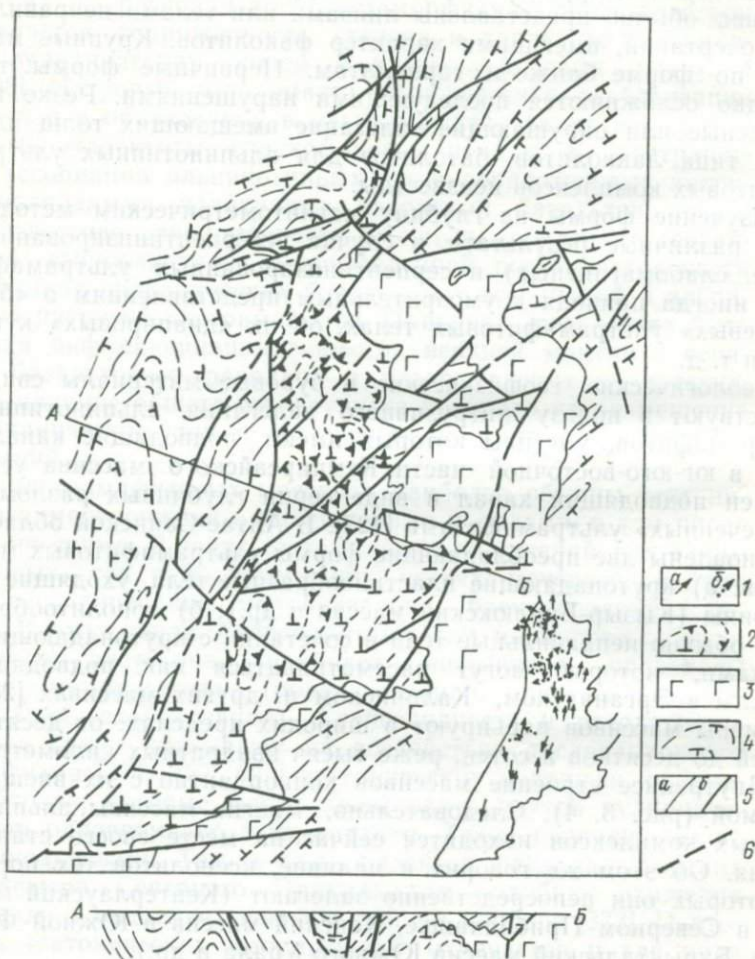


Рис. 3. Структурная схема северной части Иджимского массива. В правом нижнем углу — уменьшенная схема ориентировки линейности, по Р. В. Колбанцеву.

Первичные структурные элементы ультрамафитовых пород: 1 — линейные (*a* — продольные, *b* — поперечные), 2 — плоскостные; 3 — габбро; 4 — слоистость вмещающих толщ;

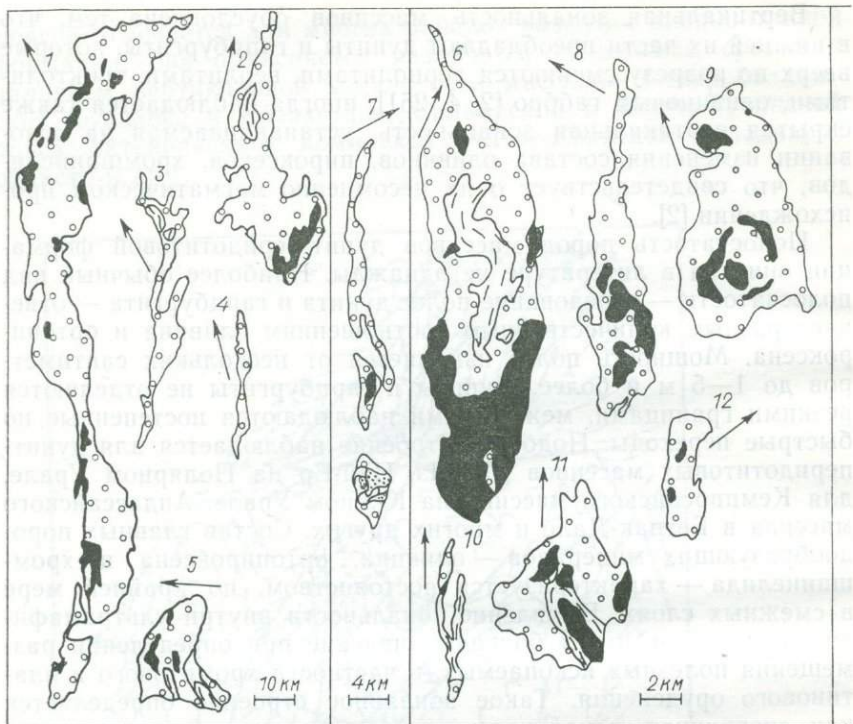
5 — геологические контуры пород (*a* — вмещающих, *b* — ультрамафитовых); 6 — разрывные нарушения.

Вертикальная зональность массивов обусловлена тем, что в нижней их части преобладают дуниты и гарцбургиты, которые вверх по разрезу сменяются лерцолитами, верлитами, троктолитами, оливиновым габбро [2, 4, 251]; иногда наблюдается также скрытая вертикальная зональность, устанавливаемая на основании изменения состава оливинов, пироксенов, хромшпинелидов, что свидетельствует о их несомненно магматическом происхождении [2].

Полосчатость пород массивов дунит-перидотитовой формации описана в литературе не однажды. Наиболее обычный вид полосчатости — чередование полос дунита и гарцбургита — отвечает разным количественным соотношениям оливина и ортопироксена. Мощность полос изменяется от нескольких сантиметров до 1—5 м и более. Дуниты и гарцбургиты не отделяются резкими границами, между ними наблюдаются постепенные, но быстрые переходы. Подобное строение наблюдается для дунит-перидотитовых массивов Рай-Из, Пай-Ер на Полярном Урале, для Кемпирсайского массива на Южном Урале, Андассайского массива в Бетпак-Дале и многих других. Состав главных породообразующих минералов — оливина, ортопироксена и хромшпинелида — характеризуется постоянством, по крайней мере в смежных слоях. Выявление зональности внутри ультрамафитовых массивов имеет большое значение при определении размещения полезных ископаемых, в частности хромитового и платинового оруденения. Такое зональное строение определяется как «первичная зональность» или «зональность становления» [251]. Наряду с такой зональностью имеет место зональное расположение пород в массивах, связанное с позднейшими преобразованиями ультрамафитов («зональность преобразования») и отражающее различные степень и типы метаморфизма. С этим типом зональности связывается размещение таких полезных ископаемых, как хризотил-асбест, тальк, антофиллит-асбест, нефрит и пр.

Важным для генезиса ультрамафитов является установление характера соотношения их с сопутствующими габбро, габбро-диабазам, а также малыми телами габбро-диоритов и плагиогранитов. Эти соотношения указывают на интрузивное и более позднее образование таких пород. Габбро слагают мелкие тела и реже встречаются в более крупных массивах. В зонах контактов, обычно резких, прослеживается зона гидротермально-метасоматически преобразованных пород, характеризующихся невыдержанным составом. В габбро отмечаются зоны родингитизации, амфиболитизации, в ультрамафитах — интенсивная аллометаморфическая антигоризация, в слабо серпентинизированных разновидностях — появление пород типа верлитов, диопсидитов.

В региональных и специальных петрографических работах указывается на различные взаимоотношения между

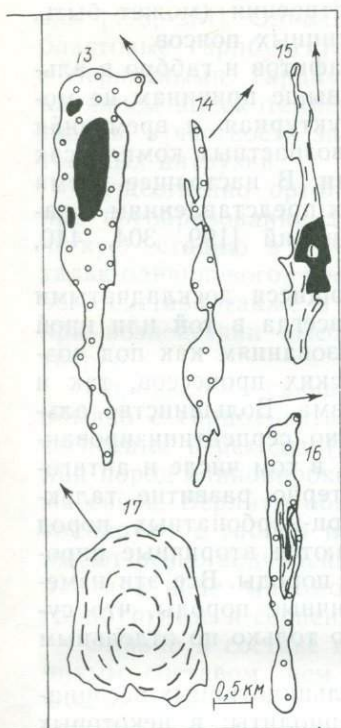


ультрамафитами и габбро: либо габбро моложе дунитов и перидотитов и имеют с ними отчетливые интрузивные контакты, либо ультрамафиты — более молодые образования, интрузирующие габбро. Здесь следует иметь в виду, что среди габброидов, распространенных в зонах развития альпинотипных ультрамафитовых интрузий, надо различать два типа образований:

а) габбро диаллаговые (диопсидовые), тесно ассоциирующие с верлитами и оливиновыми габбро. Они часто сопровождаются габбро-диабазами, образующими серии коротких «параллельных» даек как среди габбро, так и среди ультрамафитов. Такие дайки образуют сгущения малой протяженности и не выходят за пределы массивов, т. е. они выполняют трещины, возникающие при затвердевании массива, и подчинены внутренней структуре последнего;

б) габбро и габбро-диабазы авгитовые (титанавгитовые), пространственно и генетически связанные с базальтовым вулканизмом, предшествующим становлению альпинотипных ультрамафитов. Они образуют как дайки, так и субвулканческие тела в толщах натриевых базальтов (спилит-диабазовых).

Рис. 4. Схемы строения массивов дунит-перидотитовой формации.



1 — дуниты; 2 — полосчатые дунит-гарцбургитовые комплексы; 3 — гарцбургиты, в том числе серпентиниты; 4 — верлиты; 5 — габбро.

Массивы (цифры на схемах): 1 — Войкаро-Сыншинский (Полярный Урал, по Г. Н. Савельевой и А. А. Савельеву), 2 — Кемпирсайский (Урал, по Н. В. Павлову и др.), 3 — Иджимский (Западный Саян, по А. К. Сибилеву, Я. В. Сарбаа и др.), 4 — Баженовский (Урал, по И. Д. Соболеву и др.), 5 — Рай-Из (Полярный Урал, по Г. Б. Руднику, Г. Л. Кашинцеву, И. Е. Кузнецову), 6 — Шаманский (Северное Забайкалье, по А. А. Малышеву и К. Г. Башта), 7 — Итмурундинский (Казахстан, по В. Н. Москалевой), 8 — Агардагский (Южная Тува, по Н. А. Никитчину), 9 — Эргакский (Западный Саян, по Ю. М. Коллеганову), 10 — Верхаламбайский (Салаир, по С. А. Заикину и Н. П. Старченко), 11 — Катралинский (Урал, по И. И. Никитчину), 12 — Хамархундинский (Юго-Западное Забайкалье, по Л. В. Терещенко и др.), 13 — Шалапский (Салаир, по А. С. Быкову), 14 — Молодежный (Северное Забайкалье, по К. Г. Башта), 15 — Успенский (Салаир, по С. А. Заикину и Н. П. Старченко), 16 — Актювракский (Западная Тува), 17 — горы Крыша (Камчатка, по Н. В. Луцкиной и Г. И. Кушнырю).

Стрелками указано направление на север.

Указывается еще на существование и третьего типа габброидов, связанных с дунит-перидотитовыми интрузиями — палингенные габбро, возникающие за счет переплавления вмещающих базальтовых пород при внедрении ультрамафитовой магмы [113, 304].

В дальнейшем рассматриваются габбро только первого типа, включаемые в объем альпинотипной формации в качестве второстепенных сопутствующих членов. Однако в некоторых случаях наряду с обычными альпинотипными массивами в пределах тех же поясов, но в зонах относительных поднятий наблюдаются интрузивные массивы со значительным развитием габбро. Характерно, что при этом изменяется также состав сопутствующих ультрамафитов: вместо высокомагнезиальных гарцбургитов и дунитов здесь появляются кальциево-магниевого или железо-кальциевого породы: верлиты и клинопироксениты; иначе говоря, уменьшается контрастность состава крайних членов ассоциации, что свидетельствует о меньшей степени фракционирования в исходных расплавах. Эти особенности существенно габброидных массивов, а также наблюдаемые в них элементы магматической расслоенности являются характерными чертами сиенит-габбровой формации. Приведенные данные еще

раз свидетельствуют о гетерогенности строения (может быть, формационной гетерогенности) альпинотипных поясов.

Вопрос о генетической связи ультрамафитов и габбро в альпинотипных ассоциациях по указанным выше причинам не может быть решен однозначно, но их структурная и временная сопряженность и повторяемость в разновозрастных комплексах отмечаются почти всеми исследователями. В настоящее время большинство исследователей склоняется к представлениям о парагенетическом соотношении этих ассоциаций [199, 304, 440, 467].

Альпинотипные ультрамафиты, являющиеся доскладчатыми или раннескладчатыми образованиями, всегда в той или иной степени подвергнуты вторичным преобразованиям как под воздействием гидротермально-метасоматических процессов, так и под влиянием регионального метаморфизма. Большинство альпинотипных массивов сложено интенсивно серпентинизированными ультрамафитами и серпентинитами, в том числе и антигоритовыми; для многих массивов характерно развитие тальк-серпентиновых, тальк-карбонатных, кварц-карбонатных пород (лиственитов), родингитов и пр.; отмечаются вторичные пироксенизированные и амфиболизированные породы. Все эти изменения настолько преобразовывают первичные породы, что судить о их первоначальном составе можно только по отдельным фрагментам.

Первичными (исходными) породами альпинотипных ассоциаций являются дуниты, гарцбургиты, лерцолиты; в некоторых массивах существенную роль играют верлиты и клинопироксениты, часто ассоциирующие с габбро. Пироксениты (орто- и клинопироксениты), развитые спорадически, во многих случаях рассматриваются как продукты вторичных позднемагматических преобразований.

Для всех ультрамафитов характерна относительная простота минерального состава, определяющаяся сочетанием четырех минералов: оливина, хромшпинелида, ортопироксена, клинопироксена. Эти же четыре минерала могут слагать также породы, близкие к исходным, но возникшие в результате метаморфизма последних или же за счет регенерации серпентинитов. Это обстоятельство составляет специфику петрографии формации и требует тонких петрографических исследований, необходимых для установления критериев отличия первичных магматических пород от метаморфических и метасоматических [4, 251, 303, 498, 648, 659].

В числе вторичных пород в различных регионах описаны дуниты с гранобластовой структурой, оливниновые милониты и роговики, сульфидсодержащие дуниты, антигорит-оливниновые породы. Перечисленные разновидности, отражающие этап вторичных преобразований массивов, отличаются от исходных пород как структурными особенностями, так и химическим соста-

вом [498, 251]. Оливин-энстатитовые, «гранобластовые и идио-бластовые гарцбургиты» не должны также отождествляться с первичными гарцбургитами; они могут образоваться под влиянием высокотемпературных, насыщенных кремнеземом растворов, в частности за счет контактового метаморфизма гранитоидных интрузий.

Существенно ортопироксеновые породы нередко возникают при преобразовании дунитов и гарцбургитов в позднемагматическую стадию в результате привноса кремнезема. Породы тальк-оливинового, тремолит-оливинового, антофиллит-оливинового состава также в основном образовались по гарцбургитам при воздействии высокотемпературных гидротермальных растворов.

Породы, отвечающие по составу лерцолитам, ассоциируют обычно с гарцбургитами, реже с дунитами, имеют с ними постепенные переходы (что фиксируется в постепенном обогащении пород клинопироксеном) и часто тяготеют к краевым зонам массивов. Верлиты обычно не слагают больших массивов, а ассоциируют с габбро и клинопироксенитами. Клинопироксениты имеют резко подчиненное развитие и наблюдаются главным образом в виде маломощных и коротких жил среди дунитов, гарцбургитов и серпентинитов.

Оливин в составе первичных дунитов обладает более устойчивым составом, чем ортопироксен, хромит и клинопироксен. Общая железистость оливинов закономерно возрастает от хромититов через дуниты и гарцбургиты к лерцолитам (рис. 5). Поля составов оливинов из дунитов и гарцбургитов в значительной степени перекрывают друг друга, что является следствием вариации железистости оливинов пород, слагающих разновозрастные массивы из разных регионов. В каждом отдельно взятом массиве дуниты всегда содержат более магнезиальный оливин, чем гарцбургиты.

Сопоставление химизма оливинов из пород, слагающих разновозрастные комплексы, свидетельствует о близости составов сравниваемых оливинов при некотором преобладании в более древних породах менее железистых разновидностей. Это не подтверждает вывода И. Г. Клушина и И. И. Абрамовича [240] о снижении железистости пород от древних альпинотипных ультрамафитов к более молодым, сделанного в результате обработки данных валовых анализов пород. Среди последних кроме большого числа серпентинитов, первичная природа которых неизвестна, учтены и оливинсодержащие породы, возможно частью являющиеся метаморфизованными разновидностями, и, следовательно, не отражающими состава исходных пород. Иллюстрацией может служить гистограмма (рис. 5) распределения железистости оливинов (вторичных) метаморфизованных пород дунит-гарцбургитовой формации в сравнении с аналогичной гистограммой для исходных пород. Сопоставление гистограмм

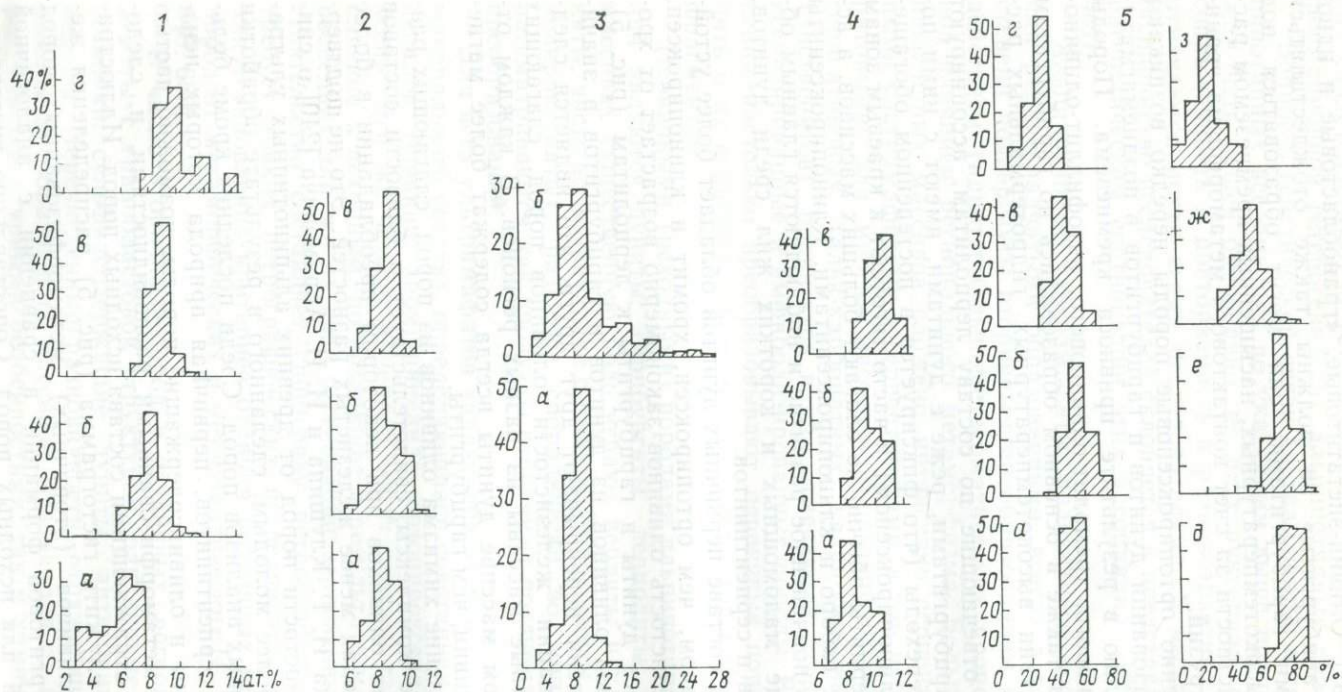


Рис. 5. Гистограммы распределения общей железистости породообразующих минералов ультрамафитов дунит-перидотитовой формации.

1 — оливинов хромитов (а, 36 анализов), дунитов (б, 89 анализов), гарцбургитов (в, 88 анализов), лерцолитов (г, 16 анализов); 2 — оливинов дунитов и гарцбургитов альпийских ультрамафитов каледонских (а, 43 анализа), герцинских

(б, 71 анализ), альпийских (в, 53 анализа) складчатых областей; 3 — оливинов исходных (а, 229 анализов) и метаморфических (б, 169 анализов) пород; 4 — ортопироксенов гарцбургитов (а, 50 анализов), лерцолитов (б, 22 анализа), ортопироксенов

(в, 24 анализа); 5 — общей железистости (а, б, в, г) и хромистости (д, е, ж, з) акцессорных хромшпинелидов, хромшпинелидовых дунитов (а, д, 21 анализ), дунитов (б, е, 84 анализа), гарцбургитов (в, ж, 91 анализ), лерцолитов (г, з, 13 анализов).

убеждает в том, что при процессах метаморфизма ультраосновных пород резко расширяются пределы колебаний железистости оливинов с преобладающей тенденцией ее увеличения. Учитывая преимущественное распространение метаморфизованных разновидностей оливинсодержащих пород (т. е. содержащих не первичный оливин) в более древних образованиях, нетрудно прийти к выводу, что при недостаточно строгом отборе материала сравнение химических составов пород покажет тенденцию (ложную!) возрастания железистости с увеличением возраста.

Ортопироксены, подобно оливинам, обнаруживают тенденцию возрастания железистости от гарцбургитов через лерцолиты к ортопироксенитам. Общая железистость ортопироксенов в гарцбургитах 7,0—10,1, в лерцолитах 7,9—11,0, в пироксенитах 8,9—12,4% (рис. 5). Содержание окиси кальция в ортопироксенах, колеблющееся в пределах 0—2,4%, минимально в лерцолитах, максимально в ортопироксенитах. Содержание глинозема, как правило, не достигает 4%. Повышение железистости сопровождается некоторым снижением содержания хрома, которым наиболее богаты ортопироксены гарцбургитов.

В целом по соотношению магния, железа и кальция ортопироксены гарцбургитов и лерцолитов обнаруживают определенную общность, отличаясь от ортопироксенов пироксенитов. Это может свидетельствовать об образовании пироксенитов иным путем, чем гарцбургитов и лерцолитов, возможно при гидротермально-метасоматическом процессе. Упомянутая закономерность нарушается рядом данных анализов (преимущественно микрозондовых), обнаруживающих низкое (до нуля) содержание кальция. Эти анализы отвечают бескальциевому пироксену, выделившемуся вследствие распада твердого раствора, в то время как химические анализы мономинеральных фракций характеризуют валовой состав исходного минерала (включая вроски кальциевого клинопироксена).

Подобно оливину, метаморфогенный ортопироксен отличается от первичного более значительными колебаниями железистости (5—16%), возрастанием роли более железистых разновидностей, а нередко и резко пониженным содержанием кальция [648].

Первичные клинопироксены альпинотипных ультрамафитов отвечают по составу диопсиду и реже эндиопсиду (в номенклатуре Г. Хесса и А. Польдерваарта). Общая железистость 4,0—9,5%, содержание волластонитовой составляющей 38,5—49,6%, глинозема 1,30—6,0%, окиси хрома 0,42—1,3%. С увеличением количества клинопироксена в породе возрастают его железистость и содержание глинозема. Вторичные клинопироксены, развивающиеся в породах формации в ходе различных процессов изменения пород, почти всегда отличаются от первичных заметно повышенной железистостью, а нередко также

и повышенной глиноземистостью или возрастанием содержания щелочей.

Хромшпинелиды во всех разновидностях пород ультрамафитовых массивов присутствуют в качестве постоянного акцессорного минерала (1—5%). Форма зерен разнообразная: в дунитах и гарцбургитах зерна хромшпинелидов более идиоморфные, в лерцолитах — неправильные.

Состав хромшпинелидов отличается значительными вариациями, при этом наиболее велики колебания содержаний хрома и алюминия, менее существенны — железа и магния (рис. 5). Общая железистость 16,4—76,5%. Железистость хромшпинелидов возрастает от лерцолита к хромшпинелидсодержащему дуниту (средние значения 31,4—52%). Дуниты, гарцбургиты и лерцолиты довольно четко различаются по хромистости $[Cr \cdot 100 / (Cr + Al), \text{ ат. \%}]$ акцессорного хромшпинелида: соответственно 60—90, 34—74, 8—40%. Общая тенденция снижения хромистости, сопряженная с возрастанием глиноземистости хромшпинелидов, в ряду пород дунит—лерцолит (с возрастанием общей кремнекислотности пород) сопровождается некоторым повышением содержания магния за счет понижения содержания закисного железа. Слабее выражена тенденция к уменьшению роли окисного железа, более заметно проявляющаяся в начале ряда.

Любые изменения ультрамафитовых пород в той или иной степени влияют на состав хромшпинелидов. В одних случаях, в частности при серпентинизации, изменения охватывают только краевые части зерен (образуются хром-магнетитовые и магнетитовые каемки), в других происходит общее изменение состава хромшпинелида. Как правило, химизм этого процесса сводится к увеличению железистости и выносу алюминия и магния. Свидетельством этому могут служить новообразования вокруг метаморфизованных зерен хромшпинелида в виде минералов группы гидроталькита, стихтита, хлоритов, описанные для ряда районов развития ультрамафитов [376].

Вариации состава рассмотренных минералов в пределах отдельных массивов исследованы еще сравнительно слабо. Имеются данные, указывающие на некоторое общее снижение железистости оливина и пироксенов вниз по разрезу массивов, сопровождаемое возрастанием железистости и хромистости акцессорных хромшпинелидов. По данным измерения отражательной способности в мелких массивах хромистость акцессорных хромшпинелидов увеличивается от контактов к центру массива. В дунитах и гарцбургитах полосчатых комплексов от кровли к подошве устанавливается снижение железистости оливина и ортопироксена. При этом происходит также закономерное изменение акцессорного хромшпинелида. Попытки применения рядом исследователей в качестве геотермометра соотношения составов сосуществующих минералов дают неодно-

значные результаты, в большинстве случаев указывающие на высокие (до 1400°C) температуры образования альпинотипных ультрамафитов.

Среди измененных разновидностей альпинотипных ультрамафитов наиболее широко распространены серпентиниты и частично серпентинизированные породы. В зависимости от преобладания той или иной разновидности породообразующего серпентина различаются лизардитовые, хризотилловые и антигоритовые серпентиниты и разности смешанного состава [15]. Сложный многостадийный процесс серпентинизации обладает определенной направленностью и в большинстве случаев начинается с лизардитизации первой стадии, выражающейся в развитии по оливину и ортопироксену прожилков (так называемых шнуров) лизардита первой генерации*. Лизардитизацию первой стадии в отличие от других стадий серпентинизации нередко называют массовой, подчеркивая этим ее широкое распространение в пределах ультрамафитовых массивов. Наиболее интенсивно лизардит развивается в приконтактовых участках массивов. В дунитах и гарцбургитах, содержащих менее 10—15% ортопироксена, лизардитизация первой стадии сопровождается развитием брусита. Ультрамафитовые массивы, в которых ведущим типом серпентинизации является лизардитизация первой стадии, встречаются сравнительно редко. Они характерны для массивов альпийских складчатых областей (Камчатка).

В ходе лизардитизации второй стадии происходит развитие лизардита второй генерации в ячейках петель по оливину и по ортопироксену (бастит). Одновременно с лизардитом второй генерации выделяется магнетит в виде пылевидных скоплений, щепочек и струек мелких зерен.

Хризотилизация следует во времени за лизардитизацией второй стадии. Она начинается с развития поперечно-игльчатых прожилков по оливину и пучков волокон по лизардиту второй генерации, а завершается полным замещением породы с образованием массивного хризотилового серпентинита перекрещенно-волокнуистой структуры. В ходе хризотилизации происходит растворение выделившегося при лизардитизации второй стадии магнетита вплоть до полного его исчезновения. В связи с этим хризотилловые серпентиниты обладают пониженной железистостью и слабомагнитны. Другой тип хризотилизации выражается в развитии по лизардитовым серпентинитам субпараллельных пучков длинных волокон хризотила. При этом формируются породы сланцеватой текстуры в условиях интенсивных подвижек и тектонических нарушений в массивах.

Антигоритизация представляет собой обычно наиболее позднюю стадию серпентинизации. Антигоритовые серпентиниты

* По Д. С. Штейнбергу и И. С. Чашухину — хризотил (Д. С. Штейнберг, И. С. Чашухин. Серпентинизация ультрабазитов. М., Наука, 1977).

в большинстве случаев формируются в результате перекристаллизации других разновидностей серпентинитов, в результате чего не остается и следов структуры исходных пород. Антигорит отличается от других серпентинитов повышенным содержанием кремнезема и пониженным — гидроксила и катионов октаэдрической координации. Вследствие этого химический состав антигоритовых серпентинитов не отражает состава замещенных ими серпентинитов и тем более исходных пород. Антигоритизация почти всегда сопровождается последующими карбонатизацией и оталькованием, а нередко и лиственитизацией. Все эти процессы обнаруживают очевидную связь с более поздней гидротермальной деятельностью габброидных и малых диорит-плагиогранитовых интрузий. Иной тип антигоритизации связан с региональным и термальным метаморфизмом ультрамафитов. Он выражается в образовании равновесных антигорит-оливиновых ассоциаций в результате частичной десерпентинизации серпентинитов при прогрессивном метаморфизме.

К сравнительно широко распространенным типам изменения альпинотипных ультрамафитов относится их амфиболитизация. Она может проявляться в разнообразных формах, отражающих различные геологические условия. Например, тремолит-оливиновые породы образуются при региональном метаморфизме амфиболитовой фации и в контактовых ореолах гранитов. Зоны мономинеральных тремолитовых, тальк-тремолитовых, хлорит-тремолитовых пород развиваются при биметасоматических процессах в контактах ультрамафитов с алюмосиликатными породами — гнейсами, гранитами, габбро и др. В связи с родингитизацией габбро, габбро-диабазов, пироксенитов за счет серпентинитов образуются тела спутанно-волокнистых тремолитовых пород — нефритов. Образование родингитов является одним из широко проявленных процессов кальциевого метасоматоза, связанного с более поздними гидротермальными процессами, вызванными внедрением даек габбро-диабазов, габбро; родингитизации подвергаются и пегматитоподобные тела пироксенитов. Натровый метасоматоз, связанный с малыми телами диоритов, плагиогранитов, развитых в массивах ультрамафитов, приводит к образованию альбититов и жадеититов, представляющих собой интереснейшие породы, генезис которых трактуется различными исследователями по-разному [373].

Особенности химического состава разновозрастных комплексов альпинотипной дунит-перидотитовой формации охарактеризованы на примере наиболее типичных разновидностей ультрамафитов: дунитов и гарцбургитов (табл. 2). Большая часть петрохимической информации заимствована главным образом из опубликованных работ. Статистические сравнения средних содержаний породообразующих компонентов пород проводились при 95% - ном доверительном интервале.

2. Средний химический состав пород дунит-перидотитовой формации, вес. %

Окислы	1		2		3	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	40,46	0,47	41,05	0,78	38,19	1,47
TiO ₂	0,06	0,10	0,04	0,05	0,14	0,16
Al ₂ O ₃	0,60	0,40	0,85	0,04	1,29	1,50
Fe ₂ O ₃	2,21	0,99	2,73	0,99	2,82	0,74
FeO	5,1	1,47	5,16	1,04	5,63	0,37
MnO	0,09	0,08	0,11	0,02	0,12	0,07
MgO	48,63	0,84	44,39	0,97	47,33	1,52
CaO	0,36	0,20	0,77	0,41	0,44	0,24
Na ₂ O + K ₂ O	0,10	0,06	0,06	0,05	0,009	0,001
П. п. п.	1,83	1,04	4,14	0,97	3,43	1,29
Cr ₂ O ₃	0,15	0,17	0,22	0,12	Нет анализов	
Количество анализов	16		17		6	

Окислы	4		5		6	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	40,43	1,40	39,95	2,25	40,52	1,56
TiO ₂	0,09	0,14	0,06	0,05	0,05	0,02
Al ₂ O ₃	1,79	1,20	0,43	0,14	0,76	0,48
Fe ₂ O ₃	1,99	1,28	1,77	1,17	2,59	1,08
FeO	6,32	1,45	5,84	1,17	5,89	1,11
MnO	0,10	0,08	0,12	0,02	0,13	0,03
MgO	43,69	1,47	46,29	1,88	43,02	2,84
CaO	0,69	0,41	0,28	0,43	0,02	0,006
Na ₂ O + K ₂ O	0,07	0,09	0,11	0,05	0,16	0,05
П. п. п.	4,41	2,11	4,26	2,92	5,26	3,13
Cr ₂ O ₃	0,35	0,11	0,44	0,07	0,37	0,11
Количество анализов	18		9		14	

Комплексы: 1, 2 — парамский (данные С. А. Гурулева и др., 1974 г.); 3, 4 — западносааянский (данные Г. В. Пинуса и др., 1966 г.); 5, 6 — коряжский (данные Г. В. Пинуса и др., 1973 г.). 1, 3, 5 — дуниты; 2, 4, 6 — гарцбургиты.

Как показывает анализ данных химического состава породообразующих минералов, химизм ультрамафитов в какой-то мере может зависеть от характера и масштабов наложенных процессов. Действительно, химический состав дунитов и гарцбургитов характеризуется некоторыми вариациями содержаний главных породообразующих компонентов. Наиболее устойчиво содержание общего железа в породах рассматриваемых комплексов, и только дуниты северокарельского комплекса раннепротерозойского возраста обнаруживают более высокую железистость; можно отметить тенденцию к повышению железистости в ультрамафитах войкаро-сыннинского комплекса Урала. Вероятно, эти черты химизма дунитов и гарцбургитов находят объяснение в отмеченных ранее особенностях состава оливинов метаморфизованных ультрамафитов.

Содержания MgO в однотипных породах разных комплексов различны. Наиболее повышена магнезиальность (при сравнительно постоянном содержании суммарного железа) пород парамского, восточносаянского и западносаянского комплексов. Колебания содержаний магния могут быть обусловлены количественно-минеральными соотношениями породообразующих минералов (в гарцбургитах), степенью серпентинизации и некоторыми вариациями химического состава оливина и ортопироксена. Содержание TiO_2 в ультрамафитах незначительно (0,005—0,1%). Обращает на себя внимание высокая дисперсия содержания TiO_2 (иногда $>100\%$). Столь независимый характер распределения титана с повышенными концентрациями в породах отдельных комплексов свидетельствует о различных формах нахождения его в породах.

Отмечаются вариации содержаний Al_2O_3 и CaO в рассматриваемых типах пород. Обогащены глиноземом дуниты и гарцбургиты западносаянского, куюльского, войкаро-сыннинского комплексов. Отсутствие четко выраженной корреляции между содержаниями Al_2O_3 и CaO в дунитах свидетельствует о возможном привносе глинозема при последующих процессах преобразования ультрамафитов. Такие факты известны для серпентинитового пояса Кольского полуострова. В гарцбургитах вариации содержаний глинозема могут быть связаны с химическим составом энстатитов. Содержание CaO в ультрамафитах 0,10—1,5%. В большинстве случаев повышенные содержания CaO в дунитах и гарцбургитах связаны с появлением в породах метасоматических клинопироксенов или кальцийсодержащих оливинов, как это известно для войкаро-сыннинского [498], куюльского [80] комплексов. Содержания щелочей ($Na_2O + K_2O$) в дунитах и гарцбургитах в целом имеют низкие значения (0,01—0,3%) и характеризуются высокой дисперсией ($V = 100 \div 140\%$). Вопрос о роли щелочей в ультрамафитах не ясен. Одни исследователи предполагают, что содержание щелочей в ультрамафитах 0,01—0,2% отражает содержание их в субстрате

[694], другие допускают привнос щелочей в ультрамафиты при последующей гидротермальной деятельности и процессах метаморфизма [152, 153]. Отмеченные выше повышенные содержания натрия в серпентинитах (антигоритовых) связаны, вероятно, с общей зараженностью натрием в зонах натрового метасоматоза — альбититов, плагиогранитов, размещающихся обычно среди крупнолистоватых антигоритовых серпентинитов [374].

Сопоставление среднего химического состава главных типов ультрамафитов из различных альпинотипных комплексов территории СССР дает возможность выявить некоторые особенности и закономерности изменения их химизма. Однотипные бесполовошпатовые ультрамафитовые породы не отличаются широкими вариациями химического состава; в подавляющем большинстве независимо от степени серпентинизации они обнаруживают близость содержаний главных породообразующих окислов, прежде всего общего железа (6—10%). Повышенная железистость ультраосновных пород дунит-перидотитовой формации, по-видимому, свидетельствует о позднем преобразовании их вследствие метаморфизма и метасоматоза первичных ультрамафитов.

Вариации содержаний других породообразующих компонентов, в частности глинозема, извести, щелочей, также незначительны и могут зависеть как от колебаний состава исходных расплавов в разных регионах, так и, вероятно, в большей мере от характера и степени последующего преобразования первичных пород (серпентинизации, хлоритизации, амфиболитизации и, возможно, воздействия натрового и кальциевого метасоматоза). Подтверждением этому могут служить раннепротерозойские ультрамафитовые комплексы, подвергшиеся региональному метаморфизму в амфиболитовой фации. Именно для этих комплексов отмечаются несколько повышенная железистость и более ощутимые колебания других окислов.

Геохимические особенности дунит-перидотитовой формации характеризует ограниченный набор элементов-примесей по сравнению, например, с формациями мафического семейства. Постоянными («сквозными») элементами-примесями во всех дунит-перидотитовых комплексах являются титан, ванадий, хром, никель, кобальт, медь, цинк, стронций, реже барий, скандий, иттрий. В габбро постоянно отмечаются повышенные против кларка содержания титана, в дунитах и перидотитах эти элементы содержатся в количествах ниже кларковых или отсутствуют. Общими для всех разновидностей пород являются постоянно пониженные содержания титана и ванадия.

В дунитах и хромовых рудах различных комплексов дунит-перидотитовой формации устанавливаются постоянно присутствующие, но неоднородно распределенные элементы платиновых металлов (платина, палладий, осмий, иридий, родий), где они образуют самостоятельные минералы [113]. Для большинства

комплексов дунит-перидотитовой формации (на Урале, в Казахстане, Алтае-Саянской области) отмечается преобладание осмия и иридия при подчиненном значении платины и отсутствии палладия и родия; концентрации платиновых минералов объясняются их повышенными содержаниями в исходном расплаве, близком к дуниту, обогащенному хромом. Таким образом, признаком возможной платиноносности массивов служит широкое развитие дунитов, обогащенных хромшпинелидами [428]. Повышенные содержания хрома в ультрамафитах комплексов данной формации при значительном развитии дунитов в отдельных крупных массивах предопределяют возможность концентрации высокохромистых руд. Признаки хромитоносности ультрамафитов разной формационной принадлежности известны еще из работ П. М. Татаринова, Г. А. Соколова, Н. В. Павлова и других; в последние годы эти вопросы разрабатывались И. А. Малаховым [329].

В настоящее время можно считать установленным, что хромитовые руды приурочены главным образом к телам дунитов или к дунитовым обособлениям среди гарцбургитов. Данные И. А. Малахова [1966 г.] по петрохимии хрома для уральских массивов дунит-перидотитовой формации выявили закономерность, свидетельствующую о больших колебаниях акцессорного хромшпинелида в хромитоносных массивах (Кемпирсайский массив), в то время как в нехромитоносных массивах содержание акцессорного хромшпинелида постоянно. Кроме хромитовых руд и платиноидов с комплексами дунит-перидотитовой формации связаны эндогенные месторождения хризотил-асбеста, талька, антофиллит-асбеста и нефрита.

С гидротермально-метасоматическими образованиями в зонах развития ультрамафитов в ряде районов связываются золотоносность (Севано-Амассийский пояс, комплексы Кузнецкого Алатау), минерализация арсенидов никеля и кобальта (чарский комплекс), а также месторождения талька и талькового камня (месторождения «миасского» типа). Некоторые альпинотипные комплексы кроме указанных полезных ископаемых вмещают также месторождения неметаллических полезных ископаемых, таких как жадеититы, родингиты и изумруды. Экзогенная минерализация связана с развитием на ультрамафитовых массивах древней коры выветривания, содержащей гидросиликатные руды никеля, иногда природно легированные железо-никелевые руды, окисные руды кобальта и концентрации аморфного магнетита.

Пироксенит-перидотитовая формация

Эта формация — плутоническая ассоциация ультрамафитовых пород, по времени образования близкая к альпинотипной дунит-перидотитовой формации, но характеризующаяся боль-

шим развитием наряду с перидотитами (гарцбургитами) пироксенитов (вебстеритов, гиперстенитов), в меньшей степени оливинитов, дунитов и габбро, а также повышенной железистостью, титанистостью и глиноземистостью породообразующих минералов. В отличие от альпинотипных дунит-перидотитовых интрузий комплексы этой формации не характерны для зон эвгеосинклинального типа; они проявляются исключительно в краевых частях жесткой геосинклинальной рамы или во внешних миогеосинклинальных зонах складчатых систем.

На ультрамафитовые ассоциации такого типа впервые было обращено внимание при изучении ультрамафитовых массивов в миогеосинклинальной Улутауской зоне Казахстана, где они были выделены в улутауский перидотит-пироксенитовый комплекс [360]. Интрузивные массивы этого комплекса, образующие вытянутый в субмеридиональном направлении пояс протяженностью около 180 км, залегают в допалеозойских метаморфических образованиях (гнейсах, кристаллических сланцах, амфиболитах) осевой части геоантиклинального поднятия миогеосинклинальной зоны Улутау. В своем расположении массивы подчиняются системе разломов (то параллельных, то сходящихся под разными углами), секущих жесткую структуру древнего антиклинального поднятия. Массивы представлены мелкими линзобразными, реже пластообразными телами, площадью не более 1 км², кроме Шайтантасского (60 км²) и Ешкеульмесского (13,5 км²) массивов.

Массивы этого комплекса сложены гарцбургитами, пироксенитами (бронзититами, вебстеритами, диаллагитами) и их серпентинизированными, оталькованными, хлоритизированными, амфиболизированными разновидностями. Оливины и пироксены в них характеризуются повышенной железистостью (fs_{12-20}). В зонах нарушений широко распространены антигоритовые серпентиниты, обычно катаклазированные и рассланцованные. Менее развиты апоперидотитовые лизардит-хризотилитовые серпентиниты с характерной петельчатой реликто-псевдоморфной структурой. Особенностью строения наиболее крупных массивов, например Ешкеульмесского, является полосчато-клиновидное строение, выражающееся в том, что отдельные разновидности ультрамафитов располагаются в виде узких, неправильных, выклинивающихся полос и линз, ориентированных согласно с общим простиранием массивов. Для всех массивов улутауского комплекса характерна минерализация продольно-волокнистого хризотил-асбеста (карачаевский тип), приуроченная к перемятым антигоритовым серпентинитам; с этим же комплексом связано самое крупное в СССР месторождение этого типа — Ешкеульмесское [440]. В одном из массивов были обнаружены также проявления никелевой сульфидной минерализации в виде рассеянной вкрапленности никельсодержащего пирротина, пентландита и халькопирита.

Более поздними исследованиями в Казахстане были выявлены еще два ультрамафитовых комплекса — щучинский и оленгинский, которые по структурной позиции, форме интрузивных тел, петрографическим и петрохимическим особенностям близки к улутаускому комплексу и потому отнесены также к пироксенит-перидотитовой формации [440].

На Урале пироксенит-перидотитовая формация впервые была выделена К. К. Золоевым и Л. Д. Булькиным [62]. К ней отнесен сарановско-вишерский комплекс, отличающийся от уральских комплексов дунит-перидотитовой формации петрографическими (широкое развитие пироксенитов и перидотитов типа гарцбургита и лерцолита, апопироксенитовых и апоперидотитовых серпентинитов, отсутствие дунитов и габбро), петрохимическими и геохимическими (повышенные содержания железа, титана, алюминия, ванадия, хрома) особенностями, а также расположением в миогеосинклинальной зоне Урала. Пироксенит-перидотитовые массивы этого комплекса образуют субмеридиональный протяженный пояс небольших (от нескольких сотен квадратных метров до 18 км²) дайко- и линзообразных тел, фиксирующих зону глубинного разлома внутри Центральноуральского поднятия. Возраст массивов, по данным К. К. Золоева [203], ордовик или силур; они прорывают метаморфизованные толщи верхнего докембрия — нижнего кембрия нижнего структурного этажа. С массивами этого комплекса связана асбестосность, представленная раздавленными жилками и примазками по трещинам в серпентинизированных пироксенитах продольноволокнистого хризотил-асбеста; наиболее крупное асбестопроявление приурочено к Мойвинскому массиву, сложенному клинопироксенитами и апогарцбургитовыми серпентинитами [203].

Ультрамафиты пироксенит-перидотитовой формации до настоящего времени, кроме Казахстана и Урала, пока нигде не выделялись. Тем не менее можно предполагать их развитие и в других складчатых областях разного возраста, где они имеют характерные для этой формации петрографические особенности и структурное положение. Так, высказывались предположения о возможном распространении интрузий пироксенит-перидотитовой формации на Северном Кавказе [В. Н. Москалева, 1967 г.], где обращают на себя внимание широкое развитие мелких тел пироксенитов и апопироксенитовых и апоперидотитовых серпентинитов в древних выступах альпийской миогеосинклинальной зоны, а также проявления в серпентинитах продольноволокнистого хризотил-асбеста [месторождение Шаман-Беклеген в верховьях р. Кубани, явившееся прототипом выделенного П. М. Татариновым (1937 г.) карачаевского подтипа месторождений хризотил-асбеста].

К пироксенит-перидотитовой формации, вероятно, следует отнести также раннепротерозойские ультрамафитовые интрузии Аллареченского района Кольского полуострова, вопрос о форма-

ционной принадлежности которых до сих пор оставался открытым. Для его решения имеются существенные основания, особенно после работ С. И. Зака, В. В. Проскурякова и др. [195], давших много новых материалов по геологии, петрологии, петрохимии и металлогении аллареченских ультрамафитов. Согласно указанным авторам, в Аллареченском районе насчитывается около 300 мелких ультрамафитовых массивов, которые залегают в архейских гнейсах, мигматитах, амфиболитах и локализуются в зонах линейных тектонических нарушений. Мощность массивов составляет 5—40, редко 180—200 м; они имеют протяженность 300—700 м, редко до 1,5 км. Массивы сложены магнетитовыми оливинитами, богатыми ортопироксеном, гарцбургитами и гиперстенитами. Главными породообразующими минералами их являются оливин с железистостью 14—20 и ортопироксен (fs_{12-17}). Строение отдельных интрузивных тел характеризуется полосчатостью, обусловленной изменением в породах количественных соотношений между главными породообразующими минералами.

В отличие от никеленосных интрузий Печенги аллареченские массивы не обнаруживают связи с эффузивами и характеризуются практическим отсутствием в них ультрамафитов с моноклинным пироксеном, отсутствием габбровых дифференциатов и пород жильной фации. Будучи близкими в целом к альпийскому ультрамафитам, породы рассматриваемых массивов отличаются от них повышенной железистостью, более высокими содержаниями алюминия, титана и хрома. Все массивы подверглись будинажу и интенсивному метаморфизму. Проявлений типичной для данного формационного вида хризотил-асбестовой минерализации в Аллареченском районе не установлено, что, однако, может быть связано с явлениями последующей сильной амфиболитизации. Наличие же известных месторождений и рудопроявлений сульфидного никеля в Аллареченском районе не является фактом, противоречащим отнесению ультрамафитов к пироксенит-перидотитовой формации. Необходимо иметь в виду, что концентрации сплошных сульфидных медно-никелевых руд в Аллареченском районе приурочены исключительно к сильно метаморфизованным (главным образом амфиболитизованным) ультрамафитам. С. И. Зак, В. И. Кочнев-Первухов и В. В. Проскуряков [195] подчеркивают, что формирование сплошных сульфидных руд во времени значительно оторвано от становления ультрамафитовых массивов и связано исключительно с наложенными процессами, фиксируемыми этапом амфиболитизации и внедрением гранитовых жил. В малоизмененных или в автометаморфически серпентинизированных ультрамафитах первичные сульфиды присутствуют в малых количествах (0,1—0,3%), что, как уже отмечалось, характерно и для других пироксенит-перидотитовых комплексов.

Близка к рассматриваемой пироксенит-перидотитовой формации выделенная О. М. Глазуновым [119] в Восточном Саяне габбро-пироксенитовая формация (лысанский и манский комплексы). Массивы этих комплексов, сложенные клинопироксенитами (железистость до 20%), бронзититами, вебстеритами, серпентинитами и габбро, характеризуются зонально-полосчатым строением, обусловленным чередованием полос разного петрографического состава как в плане, так и в разрезе; ориентировка полос совпадает с общим простираем интрузивных массивов. Все породы формации характеризуются повышенным содержанием железа, титана, ванадия, алюминия и пониженным — магния и хрома. Основным отличием восточно-саянских комплексов от рассмотренных выше комплексов пироксенит-перидотитовой формации является широкое развитие габбро, которые в некоторых массивах преобладают над ультрамафитами и представляют вторую интрузивную фазу, за счет которой, вероятно, и проявилась не совсем обычная для данного формационного вида высокая титанистость пород. Возможно, что эти петрографические и металлогенические особенности габбро-пироксенитовых комплексов Восточного Саяна связаны с тем, что последние локализируются не в геоантиклинальных поднятиях, а вдоль тектонических зон сопряжения жестких структур Восточно-Саянского антиклинория («Протеросаяна») с областью палеозойской складчатости, где проницаемость коры для базальтовых расплавов была, вероятно, более высокой, чем в центральной части антиклинория.

Таким образом, сопоставляя данные по региональным проявлениям пироксенит-перидотитовой формации, можно констатировать, что отличительными признаками данного формационного вида являются:

1) состав исходных ультрамафитовых пород, характеризующийся присутствием пироксенитов и перидотитов (причем первые нередко преобладают над вторыми), а также обычно незначительным развитием габброидов;

2) петрохимические особенности, характеризующиеся пониженными по сравнению с ультрамафитами других формаций содержаниями магнезии, повышенной железистостью, кальциевостью, глиноземистостью, а в ряде случаев повышенным содержанием титана (Урал, Восточный Саян);

3) тектоническая позиция, характеризующаяся размещением пироксенит-перидотитовых интрузий во внешних частях геосинклинальных систем — в миогеосинклинальных зонах, в геоантиклинальных поднятиях, в окраинах срединных массивов;

4) проявление интрузивных комплексов вне видимой связи с одновозрастными им эффузивами.

Пироксенит-перидотитовая формация не имеет определенной металлогенической специализации. Поэтому, может быть, она и не привлекала к себе большого внимания, а магматические

комплексы, обладающие перечисленными общими отличительными признаками, относились к разным формационным видам. Для большинства пироксенит-перидотитовых комплексов типичной является минерализация продольноволокнистого хризотил-асбеста, не характерная в таких масштабах для ультрамафитов других формационных видов; в более глубоко метаморфизованных комплексах (аллареченском, лысанском, манском) в серпентинитах наблюдаются прожилки антофиллита. Непостоянство рудной минерализации связано прежде всего с вариациями петрографического состава комплексов (что в свою очередь, вероятно, определяется характером фундамента и глубиной заложения разломов). Так, в существенно ультрамафитовых комплексах фиксируется сингенетическая сульфидная никелевая минерализация (аллареченский, улутауский, щучинский) и минерализация высокоглиноземистого хромита (сарановско-вишерский); значительное участие габброидов в составе некоторых комплексов влияет на геохимическую и металлогеническую специализацию комплексов и определяет их в общем аномальную для данного формационного вида титаноносность.

Дунит-пироксенитовая и габбровая ассоциации

Мафитовые и ультрабазитовые породы, входящие в состав платиноносного пояса Урала, были выделены впервые в 1900 г. в виде единой габбро-пироксенит-дунитовой формации Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, который рассматривал их как единую генетическую группу пород, связанную с дифференциацией базальтовой магмы.

В течение последних 10—15 лет уральские геологи, изучая геолого-структурное положение массивов платиноносного пояса и состав слагающих их пород, получили ряд новых данных, свидетельствующих о пространственном разобщении ультрамафитов и габбро этого пояса и об отсутствии непрерывной серии переходных между ними пород. Учитывая эти данные и основываясь на гипотезе об автономности дунитовой и габбровой магм (внедрение которых сопровождалось разнообразными метасоматическими процессами), они выделяют в составе платиноносного пояса два комплекса пород: 1) более древний — эпидунитовый (дуниты, верлиты, клинопироксениты) и 2) более молодой — эпигаббровый (габбро, горнблендиты, анортзиты) [175, 176].

Исследованиями И. А. Малахова было подтверждено большое сходство существенно магнезиальных дунитов из массивов платиноносного пояса с альпинотипными дунитами Урала. Это еще более укоренило представление автора настоящего очерка о самостоятельности дунит-клинопироксенитовой и габбровой ассоциаций, образующих платиноносный пояс. Эти ассоциации интрузивных и метасоматических пород рассматриваются им

в ранге формаций. Однако представления И. А. Малахова об объеме этих формаций не соответствуют принятому в данной работе понятию вида магматической формации. Поэтому ниже они характеризуются как дунит-клинопироксенитовая и габбровая ассоциация, находящиеся в парагенетических соотношениях в составе дунит-клинопироксенит-габбровой магматической формации, типичным представителем которой является на территории СССР платиноносный пояс Урала.

Типичными представителями дунит-клинопироксенитовой ассоциации являются Нижнетагильский и Качканарский массивы на Среднем Урале. Первый из них является существенно дунитовым, второй — клинопироксенитовым. К числу наиболее крупных массивов, слагаемых породами габбровой ассоциации, относятся Ревдинский, Тагило-Баранчинский и Чистопский на Среднем и Северном Урале, Войкарский и Щучинский — на Полярном Урале. Детальное петрографическое и геохимическое описание пород из массивов платиноносного пояса Урала дается в работах О. А. Воробьевой и др. [91], А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой [176], Д. С. Штейнберга [626], И. А. Малахова и Л. В. Малаховой [331] и других.

Наиболее близким аналогом ультрамафитов и мафитов платиноносного пояса Урала являются ультраосновные комплексы юго-восточной части Аляски, детально описанные Дж. А. Ноблом и Х. П. Тейлором [678]. Обращает на себя внимание совершенно аналогичное строение ультраосновных массивов: центральная их часть обычно сложена дунитами и верлитами, которые ближе к периферии сменяются оливиновыми пироксенитами, а затем магнетитсодержащими амфиболовыми клинопироксенитами. Ультрамафиты Аляски по данным калий-аргонового метода формировались в меловом периоде [678].

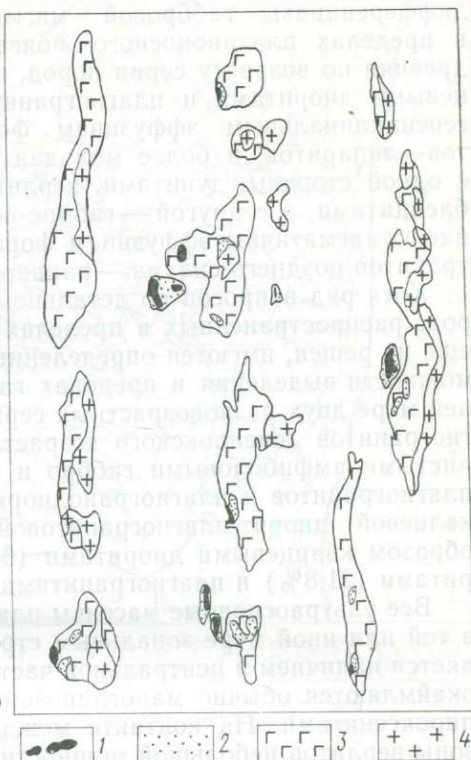
Петрографическими признаками, свидетельствующими о сходстве ультрамафитов Аляски и платиноносного пояса Урала, являются: полное отсутствие в ультраосновных породах плагиоклаза и ромбического пироксена, широкие вариации железистости дунитов (10—17,5%) и резкие контакты между ультрамафитами и габброидами, а также платиноносность ультрамафитовых пород. Исследователи этой области Аляски отмечали отсутствие генетической связи между габбро и ультрамафитами и относительно более позднее формирование последних.

Массивы, входящие в состав дунит-клинопироксенитовой и габбровой ассоциаций на Среднем и Северном Урале, размещаются на стыке двух крупных структур: Центральноуральского поднятия на западе и Тагильского погружения на востоке, располагаясь главным образом в пределах последнего и простираясь в субмеридиональном направлении. В пределах Полярного Урала массивы этой формации имеют чаще всего северо-восточное простирание и приурочены к контакту кембрийско-протерозойских метаморфических пород на северо-западе и

Рис. 6. Схемы строения массивов платиноносного пояса Урала.

1 — дуниты; 2 — верлиты и клинопироксениты; 3 — габброиды; 4 — гранитоиды и сиениты.

Масштаб 2 500 000.



силурийских эффузивов Войкаро-Собского синклинория — на юго-востоке.

До недавнего времени считалась бесспорной связь формирования пород платиноносного пояса с региональным (вертикальным или крутопадающим) разломом. По последним геологическим и геофизическим данным [175], становление массивов платиноносного пояса происходило с разрывным нарушением в подошве относительно пологого надвига с востока. В пределах Среднего и Северного Урала ультрамафитовые породы образуют две параллельные полосы — западную

и восточную. Западную полосу слагают пироксенит-дунитовые массивы Желтой сопки, Гладкой сопки, Соснового Увала, Вересовой горы, Вересового Бора, Светлого Бора, Нижнетагильского и Омутнинского массивов. В восточную полосу входят массивы: Ялпинг-Нер, Денежкин Камень (Пихтовый и Вересовый Увалы), Кумбинский, Кытлымский, Качканарский, Баранчинский и Первоуральский, сложенные в основном оливиновыми и магнетитовыми пироксенитами, реже — верлитами и оливинитами (рис. 6). В отличие от ультраосновных массивов западной полосы, залегающих обычно среди метаморфических пород — сланцев и амфиболитов, для пород восточной полосы платиноносного пояса характерна тесная пространственная связь с габброидами.

В пределах Северного и Полярного Урала ультрамафитовые и мафитовые массивы платиноносного пояса располагаются к востоку от ультрамафитовых массивов Хадатинско-Войкаро-Салатимского пояса, формировавшихся в раннегеосинклинальный этап, т. е. в ордовикско-позднесилурийский период. Восточнее к платиноносному поясу на всем его протяжении примыкают массивы плагиогранитов и кварцевых диоритов, местами гранодиоритов и сиенитов, которые рассматриваются как

дифференциаты габбровой магмы. По Д. С. Штейнбергу, в пределах платиноносного пояса Урала выделяется более древняя по возрасту серия пород, представленная габбро, кварцевыми диоритами и плагиогранитами, комагматичная раннегеосинклинальным эффузивам формации натриевых базальтов—липаритов, и более молодая ассоциация, представленная, с одной стороны, дунитами, верлитами, пироксенитами и горнблендитами, а с другой — габбро-норитами, сиенитами. Последние комагматичны эффузивам формации калиевых базальтов—трахитов позднего силура — раннего девона.

Хотя ряд вопросов по детальному расчленению основных пород, распространенных в пределах платиноносного пояса, пока еще не решен, имеются определенные данные [332] в пользу возможности выделения в пределах габбровой ассоциации по крайней мере двух разновозрастных серий: серии габбро-диабаз-плагиогранитов довенлоковского возраста, представленной мелкозернистыми амфиболовыми габбро и габбро-диабазами с жилами плагиогранитов и плагиогранодиоритов, и более поздней низкокальевой диорит-плагиогранитовой, представленной главным образом кварцевыми диоритами (64,5%), габбро и габбро-диоритами (21,8%) и плагиогранитами (9,8%).

Все ультраосновные массивы платиноносного пояса обладают в той или иной мере зональным строением. Зональность определяется наличием в центральной части массивов дунитов, которые окаймляются обычно малоглиноземистыми оливиновыми клинопироксенитами. На контакте между ними иногда встречаются зоны верлитов небольшой мощности. Периферическая часть массивов чаще всего представлена магнетитсодержащими клинопироксенитами, частично амфиболизированными. Типичным примером ультрамафитовых массивов с подобной зональностью является Качканарский (рис. 7).

Роль вторичных процессов метаморфизма и метасоматоза среди массивов западной полосы платиноносного пояса минимальна и ограничивается в основном серпентинизацией дунитов, в то время как в существенно клинопироксенитовых массивах восточной полосы масштабы проявления метасоматических процессов более интенсивны. К их числу относятся вторичная оливинизация, пироксенизация, амфиболизация и фельдшпатизация, которые связаны главным образом с внедрением и формированием габброидов [378].

К числу главных типов пород дунит-клинопироксенитовой ассоциации относятся дуниты, оливиновые и магнетитовые клинопироксениты, а также верлиты. Среди основных пород габбровой ассоциации наиболее распространены роговообманковое габбро, оливиновое габбро и габбро-нориты. Количественные соотношения отмеченных главных типов пород в пределах отдельных массивов могут варьировать в широких пределах [С. Ф. Соболев, 1975 г.]. Как уже отмечалось, значительные пло-

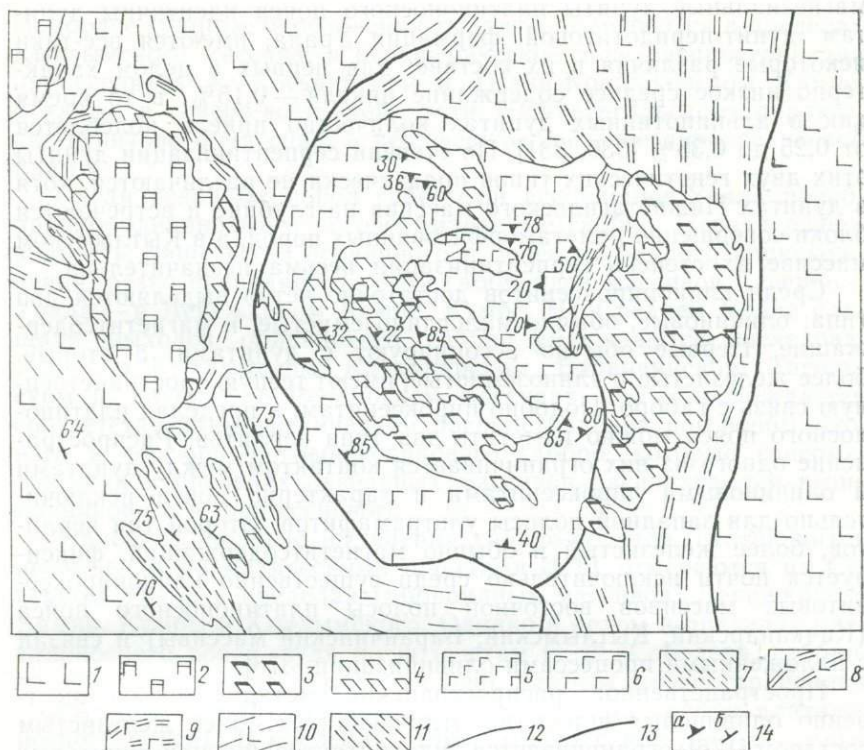


Рис. 7. Схема геологического строения Качканарского массива. Составил В. А. Решитко, 1952 г.

1 — основные эффузивы; 2 — дуниты и перидотиты; 3 — оливковые пироксениты; 4 — пироксениты; 5 — оливковые габбро и троктолиты; 6 — габбро; 7 — роговообманковые породы; 8 — амфиболиты по эффузивам; 9 — амфиболиты по габбро; 10 —

метаморфические сланцы по основным эффузивам; 11 — слюдяные и слюдино-кварцевитовые сланцы; 12 — геологические границы; 13 — тектонические контакты; 14 — элементы залегания (а — полосчатость, б — сланцеватость).

щади выходов дунитов фиксируются лишь в западной ветви ультрамафитов платиноносного пояса. В восточной ветви дуниты установлены лишь в пределах Кытлымского массива (Конжаковский Камень). В целом, судя по площадям выходов пород, на дуниты приходится 20% от объема пород ассоциации, на клинопироксениты — почти 35% и на верлиты — свыше 30%. Магнетитовые клинопироксениты, верлиты и дуниты, столь широко распространенные в пределах Качканарского массива, в общем для дунит-клинопироксенитовой ассоциации не характерны и в целом составляют лишь 3%.

подавляющее большинство исследователей, занимавшихся изучением пород платиноносного пояса, считают наиболее ранними породами дуниты существенно магнезиального состава с железистостью 7—9%. Несмотря на то что по составу оливина

магнезиальные дуниты платиноносного пояса идентичны дунитам дунит-перидотитовой формации Урала, имеются все-таки некоторые различия в их составе: для первых в целом характерно низкое среднее содержание никеля — 0,15%, в то время как в альпинотипных дунитах количество никеля колеблется от 0,25 до 0,35% [330, 331]. По степени серпентинизации дуниты этих двух генетических типов практически не различаются, хотя в дунитах Нижнетагильского массива на глубине и встречаются блоки совершенно неметаморфизованных пород, а в Кытлымском массиве их степень серпентинизации весьма незначительна.

Среди клинопироксенитов достаточно четко выделяются два типа: оливиновые, обычно малоглиноземистые, и магнетитсодержащие. Первые обычно ассоциируют с дунитами, а вторые, более железистые и глиноземистые, имеют тесную пространственную связь с габбро. Подобно пироксенитам, в пределах платиноносного пояса можно наметить два типа верлитов. Распространение одного из них ограничивается контактом между дунитами и оливиновыми пироксенитами и характерно почти исключительно для западной полосы ультрамафитов. Второй тип верлитов, более железистый и обычно магнетитсодержащий, фиксируется почти исключительно среди существенно клинопироксенитовых массивов восточной полосы платиноносного пояса (Качканарский, Кытлымский, Баранчинский массивы) и связан с наложенными процессами оливинизации [378].

Пространственное распространение метадунитов — существенно оливиновых пород, но отличающихся более железистым составом [176], ограничивается эндоконтактной зоной дунитовых массивов близ границы их с верлитами и клинопироксенитами. Однако вполне уверенно метадуниты выделяются лишь в пределах двух массивов — Кытлымского и Денежкиного Камня.

Дуниты и магнетитовые дуниты, отличающиеся наиболее железистым составом как оливина, так и породы в целом, встречаются почти исключительно среди существенно клинопироксенитовых массивов восточной полосы ультрамафитов. Наиболее часто метасоматические тела дунитов обычно в жильной форме обнаруживаются в Качканарском, Кытлымском и Баранчинском массивах.

Среди продуктов вторичных изменений пироксенитов в пределах платиноносного пояса следует отметить горнblendиты, а также тылаиты. Горнblendиты часто образуют жилы и штокообразные тела и встречаются главным образом среди пироксенитов Качканарского, Кытлымского и Ревдинского массивов. Нередко они слагают и жилы среди габбро. Почти всегда крайние части многих клинопироксенитовых массивов переходят в горнblendиты. Хотя тылаиты и являются габброидными породами с основным плагиоклазом, есть все основания рассматривать их в составе дунит-клинопироксенитовой ассоциации, поскольку они являются продуктом метасоматоза этих пород.

Наиболее крупные обособления тылаитов отмечаются в пределах Кытлымского массива, в периферической зоне распространения пироксенитов в Косьвинском и Тылай-Конжаковском Камне, а также в северо-восточной части Нижнетагильского пироксенит-дунитового массива, в периферической зоне пироксенитовой каймы.

Среди основных пород габбровой ассоциации Урала преобладают оливиновые и роговообманковые габбро. Первая разновидность, чаще всего первичного и более глубинного происхождения, резко превалирует среди габброидов массивов Северного Урала — в Денежкином Камне, Кумбе. На Среднем Урале площади выходов оливинового габбро уменьшаются последовательно в Кытлымском, Качканарском, Баранчинском, Тагильском и, наконец, в Ревдинском массивах, что сопровождается соответствующим увеличением распространения роговообманкового и сосюрит-роговообманкового габбро, которые гипсометрически в пределах отдельных массивов располагаются выше оливинового и пироксенового.

Наиболее крупные выделения габбро-норитов, считающихся несомненно магматическими породами [176], отмечаются на Северном Урале в пределах габброидных массивов: Денежкиного Камня, Кумбы и Кытлымского. Однако в целом в пределах платиноносного пояса, судя по подсчетам С. Ф. Соболева, габбро-нориты характеризуются довольно слабым распространением (5,5% от площади выходов всех интрузивных габбро платиноносного пояса). В пределах отдельных массивов габбро-нориты располагаются преимущественно в апикальных или краевых их частях и обычно ассоциируют с амфиболовыми и амфибол-сосюритовыми разновидностями габбро. Руководствуясь подсчетами распространения главных типов пород дунит-клинопироксенитовой и габбровой ассоциации Урала [С. Ф. Соболев, 1975 г.], можно считать, что вторая пользуется несравненно более широким распространением: площадь габброидов превышает площадь выходов ультрамафитов почти в 10 раз.

Как уже отмечалось, дуниты принадлежат к числу весьма распространенных пород дунит-клинопироксенитовой ассоциации. Серпентинизация их в целом возрастает с севера на юг. Совершенно свежие дуниты отмечаются в пределах Косьвинского Плеча (Кытлымский массив) и встречены скважинами на глубине 450 м и более в центральной части Нижнетагильского массива.

Первичная структура дунитов — пан- или аллотриоморфнозернистая, свойственная большинству мономинеральных пород. Вследствие серпентинизации эти породы приобретают петельчатую структуру. Состав оливина, как показали детальные исследования по целому ряду массивов пояса, весьма стабилен (7—9% фаялитовой составляющей). Моноклинный пироксен — диопсид, иногда магнезиального состава, встречается в виде

единичных скелетных зерен. Образуется он в дунитах явно после оливина, но до массовой серпентинизации. Ромбический пироксен не является характерным минералом для дунитов платиноносного пояса, в отличие от альпинотипных дунитов. Хромшпинелид образует постоянную примесь в дунитах обычного типа. Количество его в среднем составляет около 1 вес.%, или примерно 0,6% объема пород. Для нормальных маложелезистых дунитов характерно отсутствие первичного магнетита или титаномагнетита.

Метадуниты (по А. А. Ефимову) представляют собой более железистые по составу породы. Оливин обычно содержит 13—16% фаялита. Клинопироксен в них в небольших количествах присутствует постоянно, железистость его весьма низка — 6—12% геденбергитового компонента. Титаномагнетит является характерным минералом метадунов. Хромшпинелид или частично корродирован, или совсем отсутствует.

Среди верлитов выделяются две разновидности: безрудные и рудные. Безрудные среднезернистые верлиты обычно содержат 40—60% оливина с железистостью 0,15—0,17, который чаще всего бывает серпентинизирован. Моноклинный пироксен диопсид-геденбергитового ряда обладает железистостью 13—25%. В рудных же верлитах железистость этих двух главных породообразующих минералов заметно выше: оливинов — 20—25% фаялита, а моноклинных пироксенов — 35—40% геденбергитового компонента. Для рудных перидотитов характерен также значительно более глиноземистый состав моноклинных пироксенов: содержание Al_2O_3 в них обычно составляет 5—6,5%, в то время как в безрудных 2—3%.

Аналогичный состав этих минералов устанавливается и для оливиновых и магнетитовых клинопироксенитов. Количество рудных минералов, представленных главным образом титаномагнетитом с вросками свободного ильменита, в рудных клинопироксенитах и верлитах составляет 5—15%. В случае значительного содержания титаномагнетита в породах наблюдаются типичные сидеронитовые структуры.

Для этой ассоциации весьма характерно слабое распространение ромбического пироксена и особенно плагиоклаза. Последний отмечается лишь в спорадически встречающихся тылаитах.

В числе общих петрографических особенностей дунит-клинопироксенитовой ассоциации следует отметить отсутствие признаков магматической дифференциации.

Для пород габбровой ассоциации, как показали исследования Е. А. Кузнецова [275] и О. А. Воробьевой и др. [91], устанавливается определенная закономерная отрицательная коррелятивная связь между железистостью темноцветных минералов и основностью плагиоклазов. Причем менее железистые фации габброидов оливиновых габбро и троктолитов, содержащих наиболее основной плагиоклаз, обычно пространственно тяготеют

к центральным частям массивов, а более железистые фации габбро, представленные сосюрит-роговообманковым габбро, диоритами, сиенитами и гранитоидами, — к их периферии.

Среди габброидов широко распространены разнообразные породы, образовавшиеся при дифференциации основной магмы; из бесспорно магматических фаций основных пород следует отметить габбро-нориты, а также оливинные, пироксеновые и роговообманковые габбро, хотя часть из них, где состав главных породообразующих минералов варьирует в широких пределах, вероятно, подверглась высокотемпературной метасоматической переработке [91].

Петрогенетические особенности ультрамафитов и габброидов платиноносного пояса Урала достаточно хорошо изучены, особенно на Среднем и в южной части Северного Урала. Как было показано Д. С. Штейнбергом [1969 г.], для ультрамафитов дунит-клинопироксенитовой ассоциации эффузивные аналоги отсутствуют в отличие от пород габбровой ассоциации. По С. Н. Иванову и др. [1974 г.], породы обеих этих ассоциаций платиноносного пояса образуют полосчатую габбро-гипербазитовую серию с широким развитием бластомилонитовых структур, явлений раскристаллизации и пластического течения, представляющую собой результат метасоматического замещения дунитового субстрата. Таким образом, в отличие от представлений О. А. Воробьевой и др. [91], Е. А. Кузнецова [275], С. Ф. Соболева [1975 г.], образование обширной гаммы пород этого пояса С. Н. Иванов и др. [1974 г.] рассматривают с точки зрения влияния процессов метасоматоза и их различных вариаций.

Определенная информация в этом смысле может быть получена при анализе ряда петрохимических диаграмм. Соотношение железистости и основности пород дунит-клинопироксенитовой и габбровой ассоциаций указывает на явное пространственное разграничение ультрамафитов существенно оливинного состава: железистость 7—50%; коэффициент основности определяется отношением кремнезема и окиси магния 0,5—0,8. Аналогичная закономерность устанавливается и для серии оливинный пироксенит—магнетитовый пироксенит. Для группы габброидов (габбро-норитов) закономерное увеличение железистости сопровождается уменьшением основности и повышением кислотности пород. В оливинных и амфиболовых габбро такой четкой связи не устанавливается (рис. 8).

На диаграмме соотношения кальциевости $C = \text{CaO} \times 100 / (\text{CaO} + \text{MgO})$ и основности породы этих двух ассоциаций фиксируется четкая пространственная их разобщенность: у ультрамафитов кальциевость 0—54, у габброидов — 48—80%. Повышение кальциевости в ультрамафитах предопределяется увеличением содержания в них клинопироксена в отличие от габброидов, где относительное увеличение содержания кальция связано с повышением количества плагиоклаза (рис. 9).

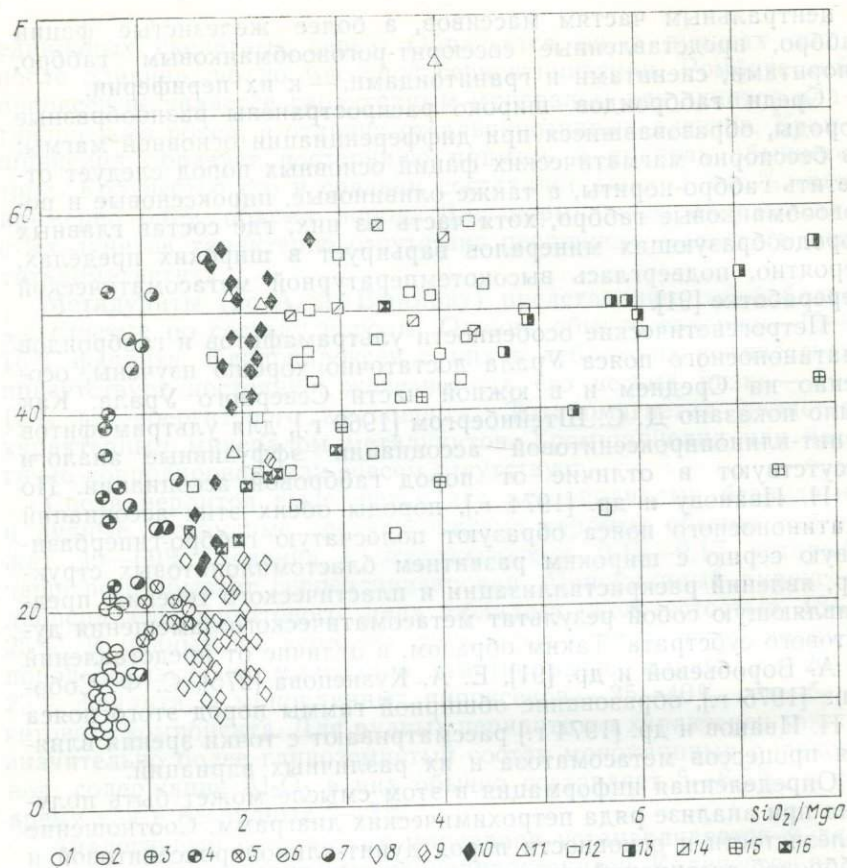


Рис. 8. Соотношение основности и железистости пород дунит-клинопироксени-товой и габбровой ассоциаций.

1 — дуниты; 2 — метадуныты; 3 — оливиниты; 4 — магнетитовые оливиниты; 5 — верлиты; 6 — амфиболовые пироксениты; 7 — магнетитовые верлиты; 8 — пироксениты; 9 — амфиболовые пироксениты; 10 — магнетитовые пироксениты; 11 — горнблендиты; 12 — оливинное габбро; 13 — габбро-нориты; 14 — амфиболовое габбро; 15 — троктолиты; 16 — тылаиты.

Отсутствие промежуточных по составу пород от дунитов к габброидам фиксируется соотношениями их глиноземистости и магнезиальности. Граница между этими породами соответствует значению глиноземистости 13—14%. При этом выделяются серии существенно оливиновых и существенно пироксеновых пород, у некоторых повышение глиноземистости сопровождается весьма слабым уменьшением магнезиальности.

Среди габброидов наиболее низкое значение глиноземистости фиксируется в габбро-норитах и в амфиболовых габбро, а наиболее высокое — в оливиновых габбро и троктолитах. При этом

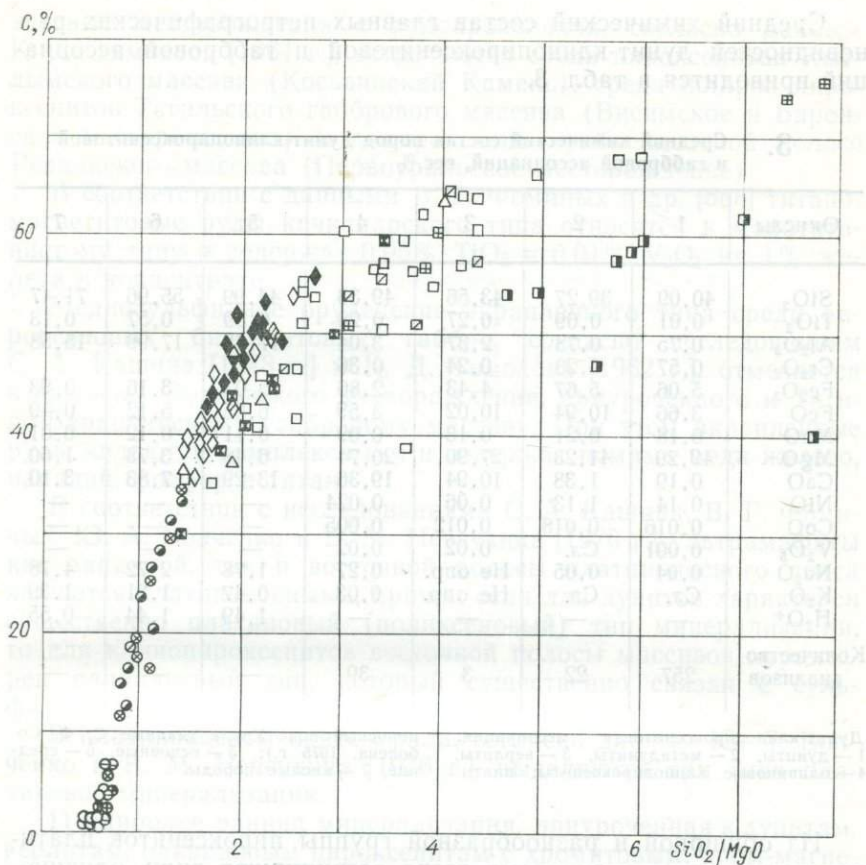


Рис. 9. Соотношение основности и кальциевости $C = (\text{CaO} \cdot 100) / (\text{CaO} + \text{MgO})$ пород дунит-клинопироксенитовой и габбровой ассоциаций.

Условные обозначения см. на рис. 8.

глиноземистость габброидов находится в прямой зависимости от основности слагающего их плагиоклаза.

Обращает на себя внимание отсутствие закономерной связи между этими компонентами, столь характерной для пород, входящих в состав стратиформных комплексов, и связанной с последовательным изменением соотношений между темноцветными минералами и плагиоклазом и повышением его кислотности в более поздних дифференциатах. Отчетливое закономерное увеличение щелочей отмечается лишь в габбро-норитах. Что касается клинопироксенитов, то они характеризуются стабильно низкими содержаниями щелочей при сравнительно высоком (50%) содержании кремнезема.

Средний химический состав главных петрографических разновидностей дунит-клинопироксенитовой и габбровой ассоциаций приводится в табл. 3.

3. Средний химический состав пород дунит-клинопироксенитовой и габбровой ассоциаций, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	40,09	39,27	43,56	49,33	44,99	55,96	71,47
TiO ₂	0,01	0,09	0,27	0,28	0,59	0,57	0,13
Al ₂ O ₃	0,75	0,78	2,37	3,04	17,49	17,99	15,58
Cr ₂ O ₃	0,57	0,23	0,24	0,36			
Fe ₂ O ₃	5,06	5,67	4,43	2,86	5,03	3,16	0,93
FeO	3,66	10,94	10,02	3,59	6,95	5,12	0,49
MnO	0,18	0,21	0,13	0,09	0,11	0,12	0,01
MgO	49,29	41,23	27,90	20,74	6,48	3,78	1,60
CaO	0,19	1,38	10,94	19,36	13,29	7,83	3,10
NiO	0,14	1,13	0,06	0,024	—	—	—
CoO	0,016	0,018	0,012	0,005	—	—	—
V ₂ O ₅	0,001	Сл.	0,02	0,02	—	—	—
Na ₂ O	0,04	0,05	He опр.	0,27	1,78	2,72	4,78
K ₂ O	Сл.	Сл.	He опр.	0,03	0,47	1,31	1,39
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	1,49	1,44	0,55
Количество анализов	257	22	3	39	—	—	—

Дунит-клинопироксенитовая ассоциация:
1 — дуниты, 2 — метадуниты, 3 — верлиты,
4 — оливинные клинопироксениты; плати-

ноносный пояс Урала (данные С. Ф. Соболева, 1975 г.): 5 — основные, 6 — средние, 7 — кислые породы.

Из обширной и разнообразной группы пироксенитов платиноносного пояса с дунитами тесно ассоциируют лишь оливинные малоглиноземистые и низкожелезистые клинопироксениты. Одним из доводов в пользу их магматической природы является довольно стабильный состав: содержание оливина 4—13%. Как известно по экспериментальным данным [651], оливин-пироксенитовая эвтектика соответствует соотношению: 88% клинопироксена и 12% оливина.

С интрузиями платиноносного пояса связаны месторождения титаномагнетитовых и контактово-метасоматических магнетитовых руд, медносульфидного и апатитового оруденения, а также платиноидов.

Наиболее крупные промышленные месторождения титаномагнетитовых руд приурочены к Качканарскому массиву. Руды вкрапленного и шпирового типов локализуются преимущественно среди клинопироксенитов, реже — среди верлитов и оливинитов. В небольших количествах титаномагнетитовая вкрапленность отмечается среди габбро и в оливинных клинопироксенитах. Помимо Качканарского массива титаномагне-

титовые месторождения и рудопроявления, согласно данным К. Д. Тимохова [1964 г.], встречаются среди пироксенитов Кытлымского массива (Косьвинский Камень), среди шлиров пироксенитов Тагильского габбрового массива (Висимское и Баронское месторождения) и в пироксенит-горнблендитовой полосе Ревдинского массива (Первоуральское месторождение).

В соответствии с данными В. Г. Фоминых и др. [568] титаномагнетитовые руды качканарского типа относятся к малотитанистому типу и содержат 0,05% TiO_2 и 0,01% V_2O_5 на 1% железа в концентрате.

Медносульфидное оруденение вкрапленного типа среди пироксеновых битовнитовых габбро, согласно исследованиям С. А. Кашина [1948 г.] и К. Д. Тимохова [1962 г.], отмечается в пределах Волковского месторождения, приуроченного к Тагило-Баранчинскому габбровому массиву. При этом вкрапленные руды являются комплексными и содержат помимо меди железа, ванадий, фосфор и титан.

В соответствии с исследованиями С. А. Кашина, В. Г. Фоминых, Ю. А. Волченко и В. М. Нечехина [1976 г.] ультрамафиты как западной, так и восточной полосы платиноносного пояса являются платиноносными, причем если для дунитов характерен существенно платиновый (поликсеновый) тип минерализации, то для клинопироксенитов восточной полосы массивов характерен палладиевый тип, который существенно связан с сульфидами.

В платиноносном поясе Урала, согласно данным Ю. А. Волченко и В. М. Нечехина [1976 г.], выделяются три типа платиновой минерализации:

1) наиболее ранняя минерализация, приуроченная к дунитам, верлитам, оливиновым пироксенитам с хромитовым, хром-магнетитовым и малотитанистым магнетитовым оруденением, представлена железистой платиной, содержащей значительные количества иридия, осмия и родия;

2) в высокожелезистых ультрамафитах с вкрапленным и сплошным титаномагнетитовым оруденением качканарского типа платиноиды, включая палладий и платину, находятся в виде разнообразных сульфидов, арсенидов, антимонидов, теллуридов и самородных сплавов палладия с платиной, медью, ртутью и железом. В магнетитовых пироксенитах и других разновидностях оруденелых ультрамафитов эти соединения платиноидов ассоциируют с халькопиритом, пиритом, пентландитом и титаномагнетитом;

3) для габбро-норитов и образующихся по ним метасоматических габброидов характерно золото-палладиевое оруденение. По данным Ю. А. Волченко, для оруденения этого типа обычны самородные сплавы палладия с золотом и медью, а также сульфиды платиновых металлов. Промышленное хромитовое оруденение среди ультрамафитов платиноносного пояса отсутствует,

хотя среди дунитов крупных массивов типа Нижнетагильского встречаются небольшие хромитовые шпиры. Состав хромитов в них железистый: в среднем около 15% Fe_2O_3 и свыше 17% FeO .

ГРУППА ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Формация меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов

Формация ультраосновных щелочных пород выделена Ю. М. Шейнманом как самостоятельная и являющаяся «едва ли не самой бесспорной среди всех формаций щелочной группы» [613, с. 15] наряду со щелочно-габброидной и щелочно-гранитоидной. Ю. А. Кузнецов [276] выделил описываемую формацию под названием «формация центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами». На Карте магматических формаций территории СССР [233] она показана как «щелочно-ультраосновная с карбонатитами»*.

На территории Советского Союза к щелочно-ультрамафитовой формации относятся 16 комплексов, включающих более 60 массивов [415]. Типичными представителями этой формации являются африканда-ковдорский комплекс в Карело-Кольском регионе [229, 354], маймеча-котуйский (гулинский) — на севере Сибирской платформы [68], зиминский — в Восточном Саяне [117, 574], арбарастахский — на Алдане [117], красномайский — в Северном Казахстане [440].

Щелочные комплексы описываемой формации на территории СССР приурочены к щитам (африканда-ковдорский каледонский, арбарастахский рифейский), краевым частям древних платформ (маймеча-котуйский триасовый), к антеклизам на платформах (чадобецкий триасовый, тиманский рифейский) и к периферическим зонам и краевым швам Сибирской платформы на границе ее с прилегающими складчатыми областями (зиминский палеозойский, енисейский девонский, в байкалидах Енисейского кряжа, озерный девонский — в авлакогене Сетте-Дабана). В меньшей мере щелочноультрамафитовые комплексы локализованы на срединных массивах (красномайский раннепалеозойский и, возможно, отдельные массивы сангиленского палеозойского комплекса) и в геоантиклинорных поднятиях консолидированных складчатых областей (кокшаровский юрский комплекс Сихотэ-Алиня, кайчинский карбоновый Средней Азии).

Размещение щелочно-ультрамафитовых комплексов контролируется зонами глубинных и оперяющих их региональных раз-

* В дальнейшем вместо полного названия формации употребляется краткое — щелочно-ультрамафитовая.

ломов. Так, большинство щелочно-ультрамафитовых массивов в Карело-Кольском регионе располагается группами и цепочками, приуроченными к зонам долгоживущих глубинных разломов. Аналогичная закономерность в размещении характерна и для других провинций (Сетте-Дабанской, Восточно-Саянской, Кокчетавской). Локализация массивов и полей щелочных вулканитов в Маймеча-Котуйской провинции является значительно более сложной. Как показано Л. С. Егоровым, В. М. Рудячонок и Н. П. Суриной [171], главными структурами, контролирующими размещение наиболее крупного Гулинского массива и полей щелочных эффузивов, являлись зона глубинного периферического разлома Сибирской платформы и участки пересечения его с региональными разломами — Маймеча-Котуйским, Котуйским и др. К узлам пересечения субширотных разломов, ориентированных под углом к зоне периферического, и субмеридиональных приурочено большинство щелочно-ультрамафитовых массивов центрального типа и сопряженных с ними роев радиальных даек.

Большинство щелочно-ультрамафитовых комплексов представлено интрузивной фацией. Исключением является крупный маймеча-котуйский комплекс на севере Сибирской платформы, включающий ряд интрузивных массивов и крупное поле (свыше 1500 км²) щелочных базальтоидов, пространственно и генетически связанных со сложными интрузиями, составляющими, по видимому, единый вулcano-интрузивный комплекс. Остальные щелочно-ультрамафитовые комплексы (например, в Карело-Кольском регионе) насчитывают лишь единичные случаи, когда наряду с интрузивными представлены и эффузивные породы. Почти все интрузивные массивы описываемой формации сопровождаются дайками ультрамафитов (пикриты, пироксениты), щелочных (тингуаиты, ийолит-порфиры, нефелиновые и щелочные сиениты) пород и лампрофиров [117, 178, 535].

Наиболее часто пространственная и временная связь описываемой формации устанавливается с базальт-долеритовой (маймеча-котуйский, зиминский комплексы) и щелочно-габброидной формациями (красномайский и др.), по отношению к которым щелочно-ультрамафитовые комплексы являются более молодыми, а также с формациями агпаитовых нефелиновых сиенитов и кимберлитов, которые, в свою очередь, пересекают массивы и дайки ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов. Большинство щелочно-ультрамафитовых комплексов располагается в породах кристаллического фундамента: массивы прорывают и контактово метаморфизуют архейские гранито-гнейсы, мигматиты, а также кристаллические сланцы и гнейсы протерозоя (арбарастахский и африканда-ковдорский комплексы Алдана и Балтийского щита), песчаники, гравелиты, слюдястые сланцы, алевролиты и доломиты позднего протерозоя (зиминский, арбарастахский и тиманский комплексы).

Следует подчеркнуть приуроченность отдельных массивов (например, арбарастахского комплекса) к тектоническим выступам древних структур (архейских среди протерозоя и др.), представляющих собой в отдельных случаях изолированные диапирические структуры, ограниченные неполнокольцевыми разрывными нарушениями и перекрытые образованиями чехла. Массивы, локализованные в породах чехла Сибирской платформы, метаморфизуют и фенитизируют карбонатные толщи позднего протерозоя, кембрия, ордовика и силура, девона, кварцевые песчаники и песчано-глинистые отложения перми (маймеча-котуйский, енисейский комплексы). Кокшаровский массив прорывает и метаморфизует вулканогенно-осадочные отложения позднего палеозоя (С—Р₁). Состав интрузий не зависит от состава прорываемых ими толщ.

Массивы описываемой формации сложены породами различных петрографических серий (от более древних к молодым): а) ультрамафитовой (оливиниты, дуниты, перидотиты, пироксениты и якупирангиты), б) щелочно-мафитовой фельдшпатоидной (мельтейгиты, ийолиты, уртиты), мелилитовой (кугдиты, ункомпагриты, турьяиты и др.), в) нефелин- и щелочносиенитовой, г) рудной (кальцит-апатит-магнетитовые породы с форстеритом) и д) карбонатитовой (кальцитовые, доломитовые и анкеритовые карбонатиты). Сложными массивами, включающими все серии, являются Ковдорский (рис. 10) на Кольском полуострове, Гулинский в Сибири и др.

Большую роль в сложении ряда массивов играют автометасоматиты внутренних зон, так называемые автоскарны (диопсид-монтichelлит-гранатовые, амфибол-монтichelлитовые, диопсид-апатит-флогопитовые и др.), и метасоматиты экзоконтактных зон — фениты (эгириниты, эгирин-альбитовые, нефелин-эгирин-полевошпатовые породы, альбититы и др.). Породы эффузивной фации представлены нефелиновыми и мелилитовыми базальтоидами (с оливином и без него), лимбургитами, меймечитами, реже карбонатитами и туфами этих пород.

Масштабы проявления, количественные соотношения и полнота указанных серий различны в разных петрографических провинциях, что находится в прямой зависимости от предшествующей истории развития земной коры отдельных регионов и глубинного строения этих участков [168, 413]. Так, наиболее крупные щелочные комплексы краевых зон платформ и щитов (африканда-ковдорский и маймеча-котуйский), насчитывающие по 14—18 массивов, включают почти все полнодифференцированные петрографические серии пород. Оценки количественных соотношений их на современном срезе приведены в табл. 4.

В указанных комплексах интрузивные массивы представлены не крупными (5—40 км²) конфокальными интрузиями центрального типа с прямой зональностью, при которой ультрамафиты располагаются в центре, щелочные, лейкократовые породы —

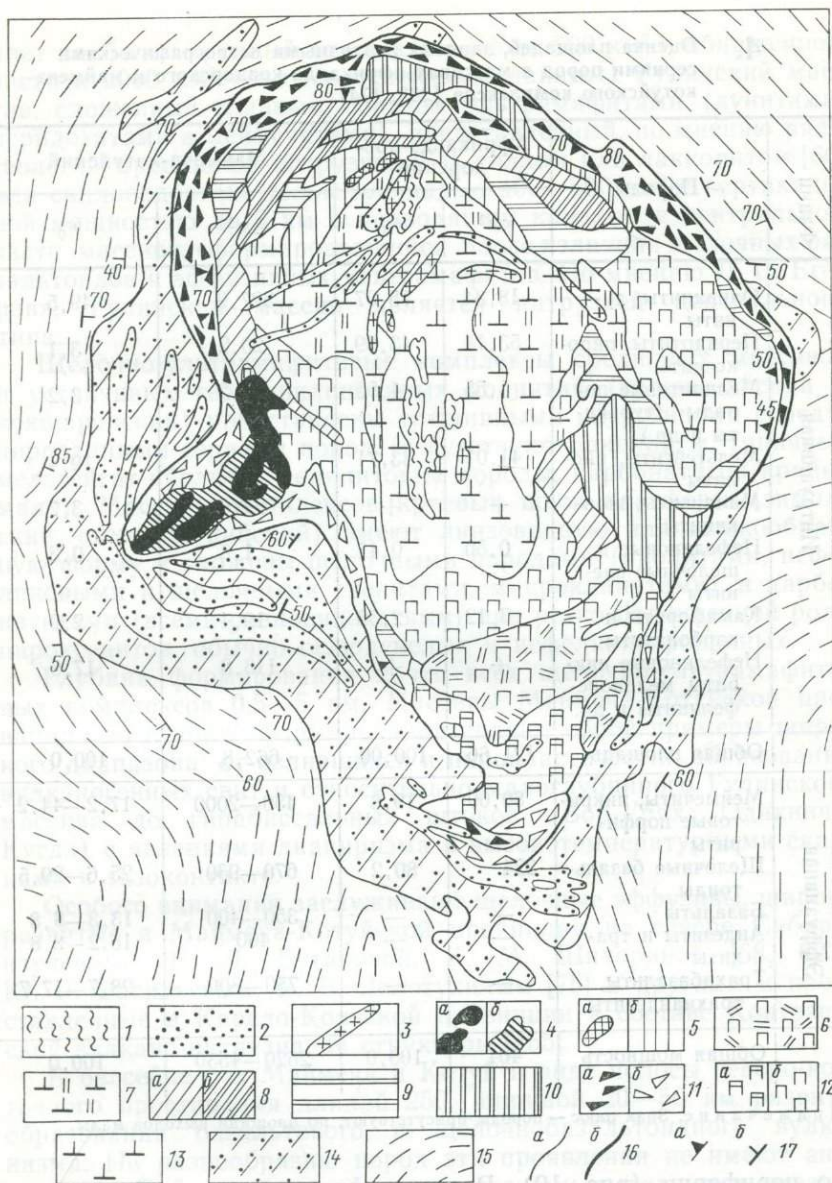


Рис. 10. Схема геологического строения Ковдорского массива (по данным А. А. Кухаренко и др., 1965 г., В. И. Тернового и др., 1969 г.).

1 — сингулитовые образования; 2 — карбонаты; 3 — нефелиновые сиениты и полевошпатовые ийолиты; 4 — породы рудной серии (а — апатит-магнетитовые руды, б — апатит-кальцит-магнетит-форстеритовые породы); 5 — флогопит-диоксид-оливиновые породы (а — гигантозернистые, б — средне- и крупнозернистые); 6 — слюдиты и слюдяно-пироксеновые породы; 7 — флогопитизированные и диоксидизированные оливиниты; 8 — автоскарны (а — монтчеллитовые, б — гранатовые); 9 — меллитолиты;

10 — турьянты; 11 — породы ийолит-мельтейгитовой серии (а — ийолит-уртиты крупнозернистые, б — ийолит-мельтейгиты среднезернистые); 12 — пироксениты (а — нефелиновые, б — нормальные); 13 — оливиниты; 14 — фениты; 15 — гнейсы и гранито-гнейсы; 16 — контуры геологические (а — границы пород, б — контуры массива по геофизическим данным); 17 — элементы залегания (а — полосчатость, трахитоидность, б — гнейсовидность).

4. Оценка площадей, занятых различными петрографическими сериями пород в массивах африканда-ковдорского и маймеча-котуйского комплексов [233, 174]

Фации	Породы	Африканда-ковдорский		Маймеча-котуйский	
		км ²	%	км ²	%
Интрузивная	Оливиниты, дуниты	18,34	15,07	327,9	49,5
	Перидотиты, пироксениты	53,14	43,69	20,2	3,1
	Мелилитовые породы (турьянты и др.)	5,55	4,56	21,3	3,2
	Мельтейгиты, нйолиты	41,01	33,71	128,8	19,4
	Малиньиты, шонкиниты	+	+	24,6	3,7
	Нефелиновые и щелочные сиениты	0,50	0,41	1,8	0,3
	Камафориты и карбонатиты	3,12	2,56	19,4	2,9
	Нефелиновые пикриты, меланонфелиниты и др.	+	+	118,8	17,9
	Общая площадь	121,66	100,00	662,8	100,0
Эффузивная	Меймечиты, пикритовые порфириты	80,00	19,8	450—2000	17,2—44,2
	Щелочные базальтоиды	324	80,2	670—930	25,6—20,5
	Базальты	—	—	350—400	13,3—8,8
	Андезиты и трахиты	—	—	400	15,2—8,8
	Трахибазальты, трахиандезиты	—	—	750—800	28,7—17,7
Общая мощность	404	100,0	2620—4530	100,0	

Примечание. Знак плюс — породы присутствуют, но площади выходов малы.

по периферии (рис. 10). Реже в них проявлена обратная зональность (массивы Быхит Западный, Салмагорский). В отдельных щелочных провинциях интрузии представлены асимметричными трещинными телами, преобразованными при повторных внедрениях в конфокальные (массивы Лесная Варака, Вуорьярви, Быхит Западный). Структура и залегание вмещающих пород в указанных случаях позволяют сделать вывод о диапирическом механизме их формирования [229]. Исключение состав-

ляет наиболее крупный (площадью около 500 км² в обнаженной части и 2000 км² — по геофизическим данным) Гулинский массив, сложенный главным образом ультрамафитами (дунитами, перидотитами и меймечитами), представленный, по мнению ряда геологов, трещинной интрузией [68], силлом или лакколитом [66] или силлоподобным телом площадью 400—500 км² с вертикальной мощностью до 5 км и подводящим каналом в центральной части массива, сформировавшийся после излияния щелочных базальтоидов и эффузивных ультрамафитов. По мнению Л. С. Егорова, Гулинский массив является интрузией центрального типа.

Щелочно-ультрамафитовые комплексы срединных массивов и устойчивых геантиклинальных поднятий (красномайский и кокшаровский) представлены трещинными интрузивами с редуцированными сериями пород (отсутствуют оливиниты, типичные мельтейгит-ийолиты, мелилитовые породы, карбонатитов крайне мало). Массивы комплексов краевых швов платформ (зиминский, озерный, кийский) имеют линзовидную или штокообразную форму и сложены щелочными породами (ийолитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, микроклинитами) и карбонатитами (всеми разновидностями) при резко подчиненной роли пироксенитов, обычно ослюденелых и нефелинизированных.

Глубина формирования почти всех щелочно-ультрамафитовых комплексов 0,5—5 км. Массивы Маймеч-Котуйской провинции по глубине формирования являют собой примеры широкого диапазона: от излившихся и пирокластических образований вулканогенных свит и относительно малоглубинного Гулинского массива до гипабиссальных штоков (Бор-Урях, Одихинча, Кугда) с явлениями диапиризма и высокотемпературными скарнами в экзоконтакте.

Особого внимания заслуживают щелочные эффузивы, широко развитые в Маймеч-Котуйской провинции на севере Сибири, изученные Е. Л. Бутаковой, К. М. Шихориной [68, 623], Ю. Р. Васильевым, В. В. Золотухиным [75] и другими и представленные в Карело-Кольской провинции в составе Контозерской вулкано-интрузивной структуры [455].

В бассейне рек Маймеч и Котуй в виде полосы северо-восточного простираения длиной 250, шириной 20—50 км развиты образования базальтового и щелочнобазальтоидного вулканизма. По разнообразию пород эти проявления не имеют аналогов на Сибирской платформе и поэтому выделяются указанными выше исследователями в самостоятельную «единую природную ассоциацию» [68] — щелочную провинцию, сопоставимую с провинциями щелочнобазальтоидного вулканизма рифтовых зон Африки, Европы, Сибири, Восточной и Центральной Азии. В составе вулканогенной толщи (P₂—T) выделяется пять свит (см. стратиграфическую колонку, рис. 11). К щелочно-ультрамафитовой формации могут быть отнесены следующие свиты:

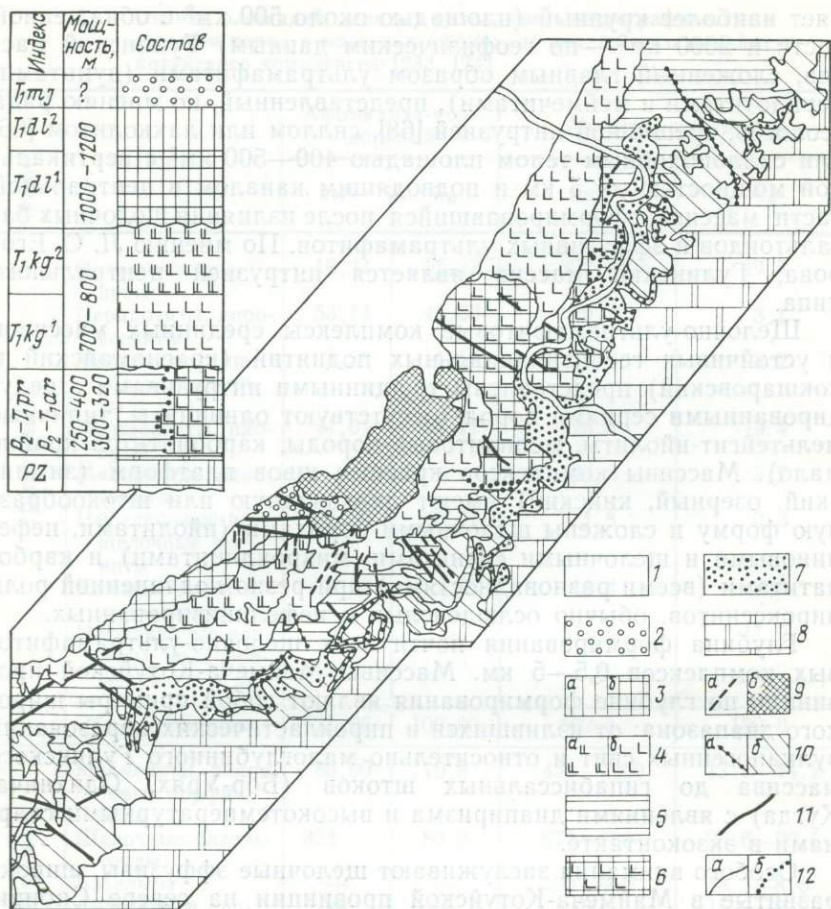


Рис. 11. Схема геологического строения и стратиграфическая колонка района распространения вулканогенных толщ в нижнем течении рек Маймечи и Котья [623].

1 — четвертичные отложения; триасовая система, нижний отдел: 2 — маймечинская свита (меймечиты и их туфы); 3 — дельканская свита (а — верхняя подсвита — фельдшпатоидные базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты, трахилипариты, трахибазальты, трахиандезиты, пикритовые порфириты; б — нижняя подсвита — меланократовые нефелиновые базальты и нефелиниты, анальцим-нефелиновые базальты и др.); 4 — коготокская свита (а — верхняя подсвита — трахибазальты, трахиандезитобазальты, базальты и др., б — нижняя подсвита — базальты); верхний отдел пермской системы — нижний отдел триасовой системы: 5 — правобоярская свита (туфы) и туфогенные породы базальтового состава, туфо-песчаники, базальты, песчаники, гли-

нистые сланцы и др.); 6 — арыджангская свита (меланократовые нефелиновые базальты, нефелиниты, меллитовые базальты, нефелин-меллитовые базальты, авгититы, лимбургиты, пикритовые порфириты и др.); пермская система, нерасчлененные отложения: 7 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, в верхней части покровы щелочных базальтоидов и их туфы; средний и нижний палеозой: 8 — карбонатные отложения. Раннетриасовые интрузии: 9 — щелочно-ультраосновные карбонатитовые (а — дайки, б — Гулинский массив); 10 — долериты (а — дайки, б — силлы); 11 — разрывные нарушения; 12 — границы (а — стратиграфические и интрузивные, б — литолого-фациальные).

1) арыджангская свита пикритовых порфириров и бесполовошпатовых щелочных базальтоидов (300—600 м); 2) нижнедельканская подсвита бесполовошпатовых щелочных базальтоидов (400—500 м); 3) маймечинская мощная (свыше 1 км) свита ультраосновных лав—пикритовых порфириров и меймечитов. Эти свиты разобцены пачками и свитами существенно полевошпатовых эффузивов, относимых к другим формациям.

В Контозерской структуре мощность вулканогенно-осадочной толщи, слагающей, по А. С. Попову [455], кальдеру обрушения, 700—1000 м. Площадь вулкано-интрузивной структуры 65 км². В составе ее установлены следующие серии пород: 1) эффузивные щелочные ультрамафиты — авгититы, меймечиты, мончикиты, нефелиниты, нефелиновые и мелилитовые базальты, туфы и туффиты того же состава, карбонатизированные брекчии и карбонатиты (?); 2) осадочно-вулканогенные — аргиллиты, туфогенные и мергелистые сланцы; 3) интрузивные щелочные и щелочно-ультрамафитовые породы (пироксениты, мейттейгиты, нефелиновые и щелочные сиениты). Преобладают породы первых двух серий.

Петрография, минералогия и геохимия пород описываемой формации изложена в специальных монографиях, посвященных отдельным комплексам [68, 75, 117, 169, 229, 468 и др.]. Поэтому в настоящем очерке перечислены лишь наиболее существенные их особенности.

К серии ультрамафитов принадлежат оливиниты, дуниты, перидотиты и пироксениты. Оливиниты характерны для массивов африканда-ковдорского и маймеча-котуйского комплексов. Дуниты распространены исключительно в Гулинском массиве и отличаются присутствием в их составе хромита (не более 5% объема породы). Среди оливинитов различают нормальные, мелилитовые и рудные (титаномагнетитовые и перовскит-титаномагнетитовые) разновидности. Е. Л. Бутакова [68] подчеркивает, что среди однообразных по составу дунитов и оливинитов маймеча-котуйского комплекса выделяется эндоконтактовая разновидность тонкозернистых, обычно порфировидных пород (массивы Гулинский, Бор-Урях, Кугда и др.).

Главные минералы представлены магниезиальным оливином (га 8—15% в дунитах и оливинитах всех провинций), подчиненные — авгитом (1—5%), иногда мелилитом, акцессорные — магнетитом и титаномагнетитом (3—5 до 8%), хромитом, ильменитом, перовскитом, вторичные — серпентинитом, хлоритом, флогопитом, иногда монтичеллитом, кальцитом, иддингситом.

Средний химический состав пород приведен в табл. 5, а также в работах А. А. Кухаренко и др. [229, 354], Л. С. Егорова [170] и др. Следует подчеркнуть, что оливиниты африканда-ковдорского комплекса в целом отличаются повышенными содержаниями титана, железа, кальция, натрия, фосфора, а также ниобия. Дуниты Гулинского массива отличаются от оливинитов

5. Средний химический состав пород формации мелилитовых базальтов, меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов, вес. %

Окислы	1		2		3		4		5	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	38,84	2,80	18,30	4,86	41,99	4,79	32,10	11,21	38,81	4,73
TiO ₂	0,31	0,56	17,94	8,08	2,99	1,95	9,00	5,74	3,27	1,95
Al ₂ O ₃	2,39	2,61	1,95	1,49	4,11	1,87	4,28	1,42	10,74	3,22
Fe ₂ O ₃	6,64	4,13	15,51	6,31	8,20	3,51	11,91	6,60	7,58	2,08
FeO	5,84	4,20	10,86	2,62	6,05	2,89	8,78	4,66	5,45	1,52
MnO	0,32	0,15	0,22	0,07	0,14	0,08	0,27	0,12	0,28	0,26
MgO	35,32	10,82	17,98	4,63	13,56	4,32	10,55	3,00	8,39	2,60
CaO	2,74	3,79	14,21	5,27	19,15	3,78	19,48	3,65	17,23	3,43
Na ₂ O	0,62	0,70	0,43	0,56	0,86	0,73	0,63	0,45	3,70	1,75
K ₂ O	0,19	0,22	0,41	1,00	0,53	4,91	0,50	0,56	1,88	0,94
P ₂ O ₅	0,31	0,53	0,14	0,16	0,37	0,57	0,28	0,65	1,04	0,91
П. п. п.	7,00	—	1,00	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—
Количество анализов	21		18		21		33		30	

Окислы	6		7		8		9		10		11
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}
SiO ₂	41,49	5,32	52,79	5,29	36,11	4,23	8,46	4,82	7,52	6,34	40,18
TiO ₂	2,19	1,59	0,78	0,44	2,59	1,81	1,47	3,48	0,62	0,56	2,17
Al ₂ O ₃	16,00	3,56	17,28	3,03	11,09	4,25	3,09	2,10	3,32	3,00	9,70
Fe ₂ O ₃	5,60	2,66	3,69	2,25	6,18	3,50	33,55	10,03	7,22	6,44	7,15
FeO	3,88	1,75	2,50	1,35	5,24	2,49	15,17	3,70	5,35	4,46	5,65
MnO	0,24	0,16	0,12	0,10	0,14	0,08	0,33	0,12	0,35	0,20	0,18
MgO	4,16	2,31	1,82	1,61	8,69	3,83	12,64	5,76	7,10	4,52	10,97
CaO	12,44	5,14	5,24	2,43	20,40	5,68	13,54	6,90	34,22	12,85	15,99
Na ₂ O	7,70	2,57	8,91	2,17	4,14	1,89	—	—	0,74	0,69	4,03
K ₂ O	2,94	1,09	3,94	1,28	2,36	1,27	—	—	0,54	0,61	1,47
P ₂ O ₅	1,03	1,62	0,35	0,37	0,72	1,07	6,30	3,83	3,00	2,02	0,26
П. п. п.	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	5,18	2,94	31,08	17,35	1,62
Количество анализов	47		11		16		47		17		2

Африканда-ковдорский комплекс: 1 — оливиниты безрудные, 2 — оливиниты рудные, 3 — пироксениты нефелиновые, 4 — пиро-

ксениты рудные, 5 — мельтейгиты, 6 — ийолиты, 7 — сиениты нефелиновые, 8 — мелилитовые породы, 9 — камафориты, 10 —

карбонатиты, 11 — оливиновые мельтейгитпорфиры (данные А. А. Кухаренко, М. П. Орловой и др. [229, 292] и др.).

Продолжение табл. 5

Окислы	12		13		14		15		16		17	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	35,82	1,19	35,29	2,81	37,83	0,95	38,98	2,50	42,30	3,00	37,64	3,41
TiO ₂	0,43	0,19	1,29	0,80	1,63	0,83	3,56	2,41	1,53	1,22	1,94	1,67
Al ₂ O ₃	0,57	0,55	0,28	0,21	1,97	0,81	4,50	2,61	18,88	5,42	8,19	4,46
Fe ₂ O ₃	5,98	1,84	5,39	3,79	6,00	1,77	8,76	2,72	4,72	2,12	6,10	2,87
FeO	7,92	1,87	12,36	2,17	8,06	1,85	9,06	1,98	3,50	1,52	4,67	2,28
MnO	0,17	—	0,29	—	0,19	—	0,17	0,07	0,15	0,09	0,18	0,07
MgO	38,81	1,62	41,92	2,73	31,92	3,82	16,75	7,10	5,17	2,53	11,24	5,61
CaO	1,07	0,92	0,81	0,44	5,12	2,50	15,82	4,71	10,16	4,47	22,45	6,21
Na ₂ O	0,12	0,20	0,15	0,12	0,21	0,20	1,04	0,78	7,73	2,96	3,28	2,16
K ₂ O	0,04	0,06	0,14	0,18	0,20	0,24	0,86	0,83	3,47	1,48	1,55	1,08
P ₂ O ₅	0,12	—	0,06	—	0,17	—	0,11	0,15	0,66	1,09	0,23	0,36
П. п. п.	8,12	1,66	1,63	1,10	5,78	2,46	—	—	—	—	2,00	—
Количество анализов	17		24		20		11		20		26	

Продолжение табл. 5

Окислы	18		19		20		21		22		23	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	25,61	18,11	37,20	0,94	37,90	0,83	38,70	0,94	40,08	2,99	40,38	2,14
TiO ₂	0,71	0,65	1,48	0,38	1,49	0,27	3,37	0,51	3,22	1,52	3,41	1,33
Al ₂ O ₃	2,62	2,15	2,17	0,73	2,37	1,07	4,33	0,93	11,33	2,67	9,50	3,77
Fe ₂ O ₃	4,07	2,80	6,17	1,55	4,95	2,24	7,09	2,57	7,93	2,26	6,88	2,09
FeO	2,49	1,63	6,00	1,34	6,92	1,36	7,92	2,23	5,47	1,78	7,02	2,61
MnO	0,19	0,07	0,16	—	0,14	—	0,22	—	0,21	0,06	0,19	0,05
MgO	7,62	4,47	33,84	1,60	34,13	2,92	22,52	2,92	8,80	3,39	12,26	7,45
CaO	34,14	9,71	3,91	1,22	3,76	0,86	8,68	1,25	12,84	1,83	11,70	2,60
Na ₂ O	0,99	0,86	0,18	0,18	0,26	0,13	0,66	0,42	2,81	1,81	2,64	1,75
K ₂ O	0,94	0,63	0,14	0,14	0,27	0,25	0,94	0,39	1,68	0,82	1,83	1,25
P ₂ O ₅	1,71	0,74	0,17	—	0,19	—	0,45	—	0,66	0,36	0,47	0,23
П. п. п.	18,34	12,43	7,33	1,78	6,38	1,47	4,53	1,71	5,00	—	4,00	—
Количество анализов	7		21		8		16		31		30	

Маймеча-когуйский комплекс: 12 — дуниты Гулинского массива, 13 — оливиниты Бор-Уряха и др., 14 — перидотиты Гулинского массива, 15 — пироксениты, 16 — ийолиты,

17 — меллитовые породы, 18 — карбонаты, 19 — меймечиты Гулинского массива, 20 — меймечиты дайковые, 21 — пикритовые порфириты, 22 — базальтоиды щелоч-

ные, 23 — альвиниты и мончикиты (данные Е. Л. Бутаковой и Л. С. Егорова [72], Л. С. Егорова [173], С. М. Прохоровой и др. [473] и др.).

того же комплекса пониженным содержанием титана, железа и щелочей, повышенным — алюминия, кальция и хрома. Оливиниты и дуниты описываемой формации отличаются от дунитов складчатых областей нормального ряда содержанием заметно повышенных количеств окислов титана, железа, кальция, натрия [75].

Перидотиты характеризуются переменным содержанием оливина, содержащего 10—15% Fa -компонента и авгита, с постепенными переходами по составу к пироксенитам и оливинитам. В Гулинском массиве перидотиты характеризуются порфирированной текстурой и дают постепенные переходы к пикритовым порфиритам. Среди пироксенитов различаются нормальные и нефелиновые, в последних содержание нефелина 1—12%. По содержанию рудных минералов выделяются также рудные разновидности, обогащенные титаномagnetитом и ильменитом и в отдельных массивах — перовскитом. Постоянной составной частью этих пород являются апатит (0,5—7%) и флогопит. В отдельных комплексах (красномайский, африканда-ковдорский) пироксениты обогащены флогопитом, меланитом и апатитом. Пироксен обычно представлен диоксид-авгитом, в пироксенитах Гулинского массива — титан-авгитом и авгитом. По химическому составу пироксениты описываемой формации также четко подразделяются на рудные и безрудные. Последние отличаются от пироксенитов нормального ряда повышенным содержанием железа, титана, глинозема, щелочей и кальция.

Серия фельдшпатоидных габброидов представлена главным образом бесполевошпатовыми породами: мельтейгитами, ийолитами и уртитам и переходными по минеральному составу разновидностями этих пород. В отдельных массивах наблюдается непрерывный переход от нефелиновых пироксенитов к мельтейгитам (массивы Африканда, Одихинча, Маган), что позволяет все породы серии нефелиновый пироксенит — якупирангит — мельтейгит — ийолит — уртит рассматривать как производные одной фазы. Породы различаются количественными отношениями нефелина (10—12 — в якупирангитах, 80—90% — в урритах) и эгирин-диоксида (соответственно 90—85 и 5—10%). В породах эндоконтактных зон часто добавляются ортоклаз и альбит. В массивах красномайского комплекса щелочные габброиды представлены шонкинитами, последние известны и в Гулинском массиве наряду с малиньитами и мельтейгитами. Главными минералами этих пород являются авгит, баркевикит, ортоклаз и нефелин.

Породы мелилитовой щелочно-габброидной серии в наиболее полном составе характерны для маймеча-котуйского комплекса, где они представлены породами интрузивной, эффузивной и дайковой фаций [169, 623]. Состав темноцветных минералов и мелилита различается в породах разных фаций глубинности [169, 229]. Так, состав пироксена варьирует от титан-авгита до

диопсид-авгита; мелилит в более основных членах серии представлен окерманитом, в более щелочных — натровым мелилитом (геленитом).

Породы щелочно-и нефелин-сиенитовой серий представлены в большинстве комплексов дайковой фации, исключение составляют лишь Тагнинский массив Восточного Саяна, где щелочные сиениты и микроклиниты слагают шток [574]. Главной составной частью пород являются щелочные полевые шпаты (ортотлаз-пертит, микроклин-пертит, альбит-олигоклаз, альбит), нефелин, канкринит, составляющие 90—95%, и эгирин, арфведсонит (или гастингсит), биотит. В переменных количествах встречаются мелилит, содалит, натролит, мусковит, серицит и др.

Породы рудной серии характеризуются широко варьирующими отношениями следующих минералов: апатита, магнетита, форстерита и кальцита (так называемые камафориты), иногда без форстерита; часто наряду с перечисленными могут присутствовать актинолит, тетраферрифлогопит, клиногумит и ряд аксессуарных минералов — пироксид, циркелит, бадделент, сульфиды меди, цинка, свинца, железа и др. С увеличением количества кальцита камафориты переходят в карбонатиты. Последние могут быть представлены кальцитовыми, доломитовыми и анкеритовыми разновидностями с существенной примесью силикатов и редких минералов.

Зональность в распределении пород карбонатитовой серии в массивах и закономерная смена во времени кальцитовые → кальцит-доломитовые → доломитовые → доломит-анкеритовые и доломит-сидеритовые карбонатиты → кварц-карбонатные породы с соответствующей редкометальной минерализацией характерны для многих карбонатитовых месторождений мира и отечественных комплексов [112, 229, 574].

Заканчивая описание главных типов пород, необходимо подчеркнуть, что многие интрузивные серии имеют аналоги в эффузивной и дайковой фациях пород, включая трубки карбонатитовых брекчий. Полная характеристика эффузивов и дайковых пород маймеча-котуйского щелочно-ультрамафитового комплекса приведена в работах Е. Л. Бутаковой и Л. С. Егорова [68], К. М. Шихориной [623], А. Г. Жабина, Н. С. Суриной [178] и других. Эффузивы контозерской структуры охарактеризованы в публикациях А. С. Попова [455], А. А. Кухаренко и др. [354] и других.

Среди эффузивов по петрографическому составу выделяются следующие серии: а) щелочно-ультрамафитовая и ультрамафитовая — меймечиты, пикритовые порфириды, пироксеновые и мелилитовые пикритовые порфириды, лимбургиты, авгититы, кластолавы и туфы аналогичного состава; б) щелочно-мафитовая — анальцимовые, нефелиновые, анальцим-нефелиновые, мелилитовые и мелилит-нефелиновые базальты, нефелиниты, анальцимиты, мелилититы, лейцититы (?), базаниты и тефриты, туфы,

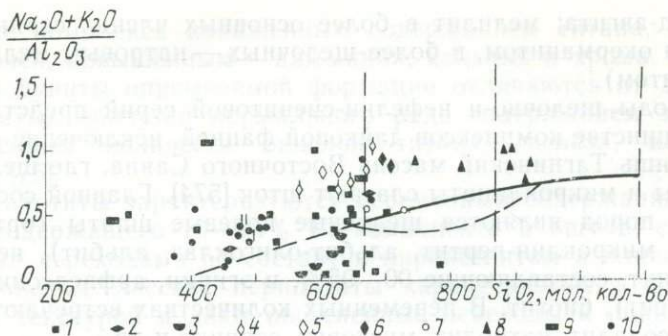


Рис. 12. Диаграмма щелочности пород щелочно-ультрамафитовой и кимберлитовой формаций (по методу И. В. Лучицкого, 1962 г.).

1 — оливиниты и дуниты; 2 — перидотиты и пироксениты; 3 — меймечиты; 4 — мельтейгиты; 5 — мелилитовые породы; 6 — ийолиты и уртиты; 7 — нефелиновые сиениты; 8 — щелочные сиениты; 9 — кимберлиты; 10 — щелочные базальтоиды.

ксенотуфы и игнимбриты аналогичного состава; в) карбонатитовая — карбонатиты (?), их лавы, лавобрекчии и туфы. Последние предположительно описаны для Контозерской структуры [354].

Особенности химического состава пород интрузивной и эффузивной фаций описываемой формации, так же как и их геологические соотношения, свидетельствуют об их комагматичности. Недосыщенность пород SiO_2 (35—43% почти во всех сериях пород, 32—18% — в рудных разновидностях силикатных пород и единицы процентов в карбонатитах) является характерным их свойством. Обогащенность пород титаном, кальцием, алюминием и железом по сравнению с однотипными породами других щелочных и родственных им формаций нормального ряда заметно отличает породы описываемой формации [68, 229]. Породы всех серий характеризуются повышенным содержанием щелочей и алюминия при заметном преобладании Na_2O над K_2O , и только в поздних дифференциатах интрузивных серий (щелочных сиенитах, микроклинитах и некоторых шонкинитах) и в автотемасоматитах (карбонатитах) калий преобладает над натрием (табл. 6). На диаграмме щелочности (рис. 12), построенной по методу И. В. Лучицкого [1962 г.], почти все средние составы пород описываемой формации и средние составы кимберлитов, нанесенные для сравнения, попадают в поле щелочных пород, за исключением меймечитов Маймеча-Котуйской провинции.

Набор элементов-примесей в ультрамафитовых и щелочных сериях пород является однотипным, как это было показано для африканда-ковдорского [229] и маймеча-котуйского [117] комплексов. В тех и других отмечаются повышенные (в сравнении

с кларками земной коры) содержания ниобия, тантала, циркония, редких земель, галлия, стронция, скандия. Хром наиболее характерен для ультрамафитов маймеча-котуйского комплекса (в дунитах Cr_2O_3 $\bar{x}=0,51\%$, $\sigma=0,18$, в перидотитах $\bar{x}=0,30\%$, $\sigma=0,17$, в меймечитах $\bar{x}=0,37\%$, $\sigma=0,13$ Гулинского массива (по Ю. Р. Васильеву и В. В. Золотухину [1975 г.]). Для сравнения приведем содержания этого окисла в оливинитах африканда-ковдорского комплекса: содержания Cr_2O_3 0,05—0,28% и $\bar{x}\text{Cr}=0,096\%$ (по 80 пробам), в пироксенитах 0,042%, в щелочных породах 0,001% (по 70—80 пробам) [354].

Петрохимические особенности ультрамафитовых и щелочных серий пород видны на барицентрических диаграммах, построенных по методу А. Н. Заварицкого на примере наиболее крупных комплексов — африканда-ковдорского и маймеча-котуйского [170, 229]. На сравнительной диаграмме (рис. 13) можно видеть, что эволюционные кривые интрузивных пород африканда-ковдорского и маймеча-котуйского комплексов располагаются много правее серии Этны, ограничивающей известково-щелочные и щелочные составы пород и совпадающей со щелочно-ультраосновной серией Магнет-Ков [187]. Эволюционные кривые эффузивных пород рассматриваемых комплексов являются более короткими по сравнению с интрузивными, но также расположены

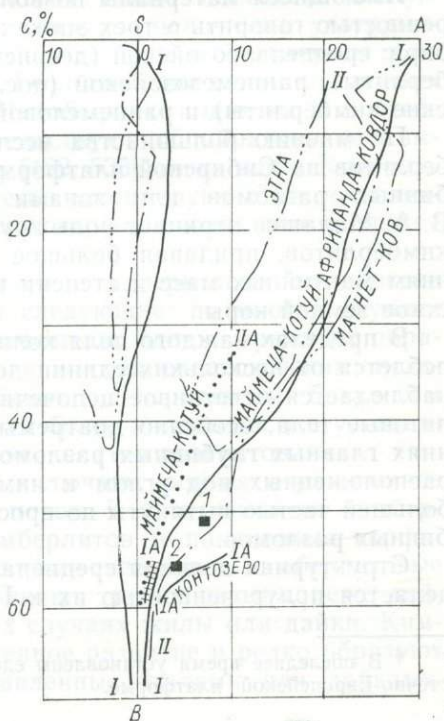


Рис. 13. Диаграмма эволюционных линий щелочно-ультрамафитовых комплексов: африканда-ковдорского (I — интрузивные породы, IA — вулканические), маймеча-котуйского (II — интрузивные, IIA — вулканические); точки 1 и 2 — «средневзвешенный» состав этих комплексов (по данным А. А. Кухаренко и др., 1965 г.; Л. С. Егорова, 1970 г.). Щелочноземельная серия Этна (II) и щелочно-ультраосновная серия Магнет-Ков (I) (по данным А. Н. Заварицкого, 1960 г.).

правее серии Этны, т. е. являются щелочными. «Средневзвешенный» состав комплексов близок к составу щелочных перидотитов или оливиновых мельтейгитов.

Со сложными многофазными интрузиями ультрамафитовых щелочных пород и карбонатитов связан комплекс полезных ископаемых: железо-титановые, апатитовые, апатито-железные руды, высокомагнезиальные слюды и гидрослюды (вермикулит и флогопит), редкие металлы (ниобий, тантал, цирконий и др.), полиметаллы (медь, свинец, цинк), молибден, флюорит, огнеупоры, нефелин в качестве высокоглиноземного сырья, а также сырье для извести, минеральных красок и др. [112, 117, 229, 354, 574].

Кимберлитовая формация

Формация была впервые выделена Ю. А. Кузнецовым [276, 233]. Однако некоторые считают ее всего лишь жерловой фацией формации щелочных ультрамафитов [360]. Кимберлиты, залегающие в форме трубок взрыва (диатрем) и даек, являются характерными магматическими образованиями ряда древних платформ. В Советском Союзе они широко распространены только на Сибирской платформе*, где развиты как в краевых, так и в центральных ее частях, располагаясь обычно группами, образующими ограниченные по площади поля.

Имеющиеся материалы позволяют в настоящее время с уверенностью говорить о трех эпохах внедрения кимберлитов в Сибири: среднепалеозойской (девонские—досреднекарбоновые кимберлиты), раннемезозойской (послераннетриасовые, дораннеюрские кимберлиты) и раннемеловой [100].

По мнению большинства исследователей, размещение кимберлитов на Сибирской платформе контролируется зонами глубинных разломов или зонами повышенной проницаемости. В. А. Милашев отрицает роль крупных разломов в локализации кимберлитов, придавая большое значение конвективным течениям мантийных масс и степени проницаемости отдельных участков земной коры.

В пределах каждого поля количество кимберлитовых тел колеблется от нескольких единиц до двух-трех десятков. Нередко наблюдается отчетливое цепочечное их расположение. Кимберлитовые тела, особенно диатремы, часто образуются не на линиях главных глубинных разломов, а на оперяющих разломах, расположенных под углом к ним. Дайки и линзовидные тела большей частью вытянуты по простиранию предполагаемых глубинных разломов.

Структурная позиция среднепалеозойских кимберлитов определяется приуроченностью их к Патомско-Виллюйскому авлако-

* В последнее время установлены единичные тела кимберлитов и на Восточно-Европейской платформе.

гену того же возраста [342]. Часть этих кимберлитовых тел расположена непосредственно в пределах зоны разломов, по которым происходило опускание авлакогена (ботуобинский комплекс), главная же их масса приурочена к северо-западному борту авлакогена, испытывавшему некоторое воздымание (алакитский, далдынский и мунский кимберлитовые комплексы). На значительно приподнятом юго-восточном борту авлакогена, находящемся в пределах северной части Алданской антеклизы, также известно несколько тел и даек кимберлитов предположительно среднепалеозойского возраста (чомполинский комплекс), однако возраст их окончательно не установлен. Лишь один из среднепалеозойских кимберлитовых комплексов — окинский — расположен на южной окраине Сибирской платформы в пределах нарушений, связанных с Главным Саянским разломом.

Значительно более многочисленные кимберлиты мезозойского возраста почти полностью приурочены к восточному склону Анабарской антеклизы (чомурдахский, укукитский, омонооский, лучаканский, куонамский, мерчимденский, приленский и куюйский кимберлитовые комплексы). На западной границе антеклизы находится котуйский кимберлитовый комплекс, и только кимберлиты чуктуконского комплекса развиты вне пределов Анабарской антеклизы и связаны с Чадобецким поднятием.

Кимберлиты некоторых мезозойских комплексов (чуктуконского, куонамского и котуйского) имеют настолько тесную пространственную и временную связь со щелочными ультрамафитами, что отнесение их к самостоятельным комплексам разных формаций затруднительно. Геологические взаимоотношения указанных пород в пределах Чадобецкого поднятия и в Маймеча-Котуйском районе свидетельствуют об образовании кимберлитов в более позднюю фазу [452, 535], тогда как в Куонамском районе, где кимберлиты тесно ассоциируют с многочисленными телами карбонатитов, в некоторых случаях они являются более ранними образованиями.

Взаимоотношения кимберлитов и долеритовых комплексов базальт-долеритовой формации следующие: во многих случаях те и другие территориально совмещены, однако время их образования различно. По отношению к среднепалеозойским, позднепалеозойским — раннемезозойским долеритам и базальтам кимберлиты по времени являются более молодыми, что устанавливается по нахождению в них ксенолитов долеритов.

Кимберлитовые комплексы включают весьма ограниченное число петрографических типов пород. К ним относятся кимберлиты, эруптивные брекчии кимберлитов и пикритовые порфириты. Наиболее распространёнными являются кимберлитовые брекчии, которые обычно выполняют трубки взрыва, реже дайкоподобные тела и в единичных случаях жилы или дайки. Кимберлиты имеют весьма ограниченное развитие и редко образуют самостоятельные тела, представленные жилами или дайками.

В трубках взрыва кимберлит почти всегда слагает лишь отдельные участки в кимберлитовых брекчиях. Пикритовые порфириды приурочены исключительно к мезозойским кимберлитовым комплексам. Они образуют преимущественно дайки, редко дайкоподобные тела и трубки взрыва.

Кимберлиты образуются позже кимберлитовых брекчий. Взаимоотношения пикритовых порфиритов с кимберлитовыми брекчиями и кимберлитами не ясны. Пространственно те и другие породы могут быть совмещены, но известны и самостоятельные проявления пикритовых порфиритов, удаленных от эруптивных брекчий. Скорее всего, пикритовые порфириды образуются одновременно с кимберлитовыми брекчиями или позже них.

Трубки взрыва в сечении имеют округлую, овальную или неправильную форму, встречаются также сдвоенные трубки. Размер их по длинной оси колеблется в широких пределах (от первых десятков до нескольких сотен метров). С глубиной сечение трубок уменьшается и они переходят в дайки. Дайкоподобные тела обычно имеют небольшие размеры и характеризуются в сечении удлиненной формой при соотношении ширины и длины от 1 : 5 до 1 : 10 [360]. Протяженность даек весьма разнообразна — от первых сотен метров до 7—8 км [535] при мощности от 10—15 см до 4—5 м.

Как правило, образование кимберлитов происходило в результате многократного внедрения магмы. Кимберлиты, относящиеся к разным фазам внедрения, в пределах одних и тех же тел характеризуются последовательным уменьшением количества обломочного материала и практически одинаковым составом связующей массы. Кимберлиты характеризуются массивной, участками флюидальной текстурой и присутствием небольшого количества обломков (включений) различных пород и минералов. Они связаны постепенными переходами с кимберлитовыми брекчиями, которые имеют брекчиевую текстуру и содержат свыше 25% включений.

Структура массивных кимберлитов и связующей массы кимберлитовых брекчий чаще всего порфировая, структура основной массы — микролитовая. Для фенокристаллов и микролитов характерен небольшой размер фенокристаллов (0,2—0,5 мм) и микролитов (0,01—0,1 мм). Главными минералами связующей массы являются оливин (40—57% породы), пироксен (1—27%) и флогопит (5—6, в отдельных случаях до 18%). Иногда в небольшом количестве присутствует монтичеллит (лишь в единичных телах 18%). Из аксессуарных минералов установлены перовскит (9%), пикроильменит (1%), хромшпинелид (2%), магнетит (2—3%), апатит (2%). Фенокристаллы представлены исключительно оливином и флогопитом, в очень редких случаях пироксеном. В зависимости от соотношения порообразующих минералов выде-

ляются следующие разновидности кимберлитов: слюдяные, оливиновые, пироксен-оливиновые, монтичеллит-оливиновые и др. Хромшпинелид обычен для кимберлитов с существенно оливиновой связующей массой, а ильменит и перовскит — для всех остальных разновидностей. Все минералы основной массы кимберлитов на 80—90% замещены вторичными минералами — серпентином и карбонатом.

Первичные минералы связующей массы кимберлитов — оливин, пикроильменит, хромшпинелид, флогопит, монтичеллит — являются существенно магниальными, даже перовскит, как правило, содержит примесь магнезии. Для всех минералов, кроме хромшпинелида, где хром — основной элемент, характерна изоморфная примесь хрома. Оливинову и ильмениту свойственно низкое содержание марганца. Хромшпинелид характеризуется существенной примесью титана (2,6—3%) и небольшим содержанием глинозема (около 8%). Пироксен представлен хромдиопсидом с существенной примесью титана. Во флогопитах также фиксируется устойчивая примесь титана, а также барий, хром, марганец, иттрий, цирконий. В перовските присутствует небольшое количество TR (менее 2%) и характерно низкое содержание натрия. Апатит, судя по величине показателей преломления, представлен фторсодержащей разновидностью.

В кимберлитах и кимберлитовых брекчиях практически всегда присутствуют обломки (включения) трех типов: 1) глубинные ультрамафитовые породы и связанные с ними минералы (так называемые родственные по составу породы), 2) кимберлиты ранних фаз внедрения, 3) чуждые по составу породы.

Глубинные ультрамафитовые включения характерны для кимберлитов всех регионов мира. Они, несомненно, имеют генетическую связь с кимберлитами и, по мнению большинства исследователей, являются недоплавившимися реликтами мантийного субстрата, за счет которого образовалась кимберлитовая магма [167, 291, 499, 517]. Эти включения представлены преимущественно перидотитами и оливинитами (или дунитами). Значительно более редки включения пироксенитов. Большая часть указанных ультрамафитовых включений содержит пироп, реже в них присутствуют пикроильменит и флогопит. Количество этих минералов в различных включениях меняется от единичных зерен до 30—70%, поэтому встречаются включения оливин-флогопит-пикроильменитового, оливин-пироп-пикроильменитового и флогопит-пикроильменитового состава.

Из аксессуарных минералов в мантийных ультрамафитовых породах установлены циркон, магнетит, рутил, корунд, муассанит, некоторые сульфиды, алмаз, графит и др. Структура ультрамафитовых мантийных включений средне- или крупнозернистая, иногда гигантозернистая. Кроме включений мантийных пород в кимберлитах всегда присутствуют включения отдельных минералов (ксенокристаллов), связанных с этими породами, и

их сростков — оливина, пикроильменита, пироп, хромдиопсида, хромшпинелида и флогопита. Состав этих минералов в различных включениях варьирует в очень широких пределах, в результате чего некоторые минералы представлены непрерывными рядами переменного состава. Изменение состава всех сосуществующих минералов в различных включениях происходит сопряженно. Установлено, что повышение содержания Cr_2O_3 и снижение содержания Al_2O_3 в таких минералах, как пироп, хромшпинелид и хромдиопсид, являются индикаторами того, что они вынесены из более глубоких горизонтов мантии. Кроме ультрамафитовых в кимберлитах встречаются включения различных эклогитов: корундовых, дистеновых, графитовых и др. Некоторые исследователи считают их тоже глубинными [516, 517]. Количество этих включений незначительно.

Общее количество включений мантийных пород и минералов варьирует от единиц до 45—50%, причем обломки пород составляют не более 6—7%, тогда как включения (ксенокристаллы) оливина — до 40—45%. Сумма всех других минералов редко превышает 2%.

Включения кимберлитов ранних фаз внедрения чаще имеют массивную текстуру, реже брекчиевую. Форма их обычно округлая (в этом случае микролиты имеют концентрическую ориентировку), реже встречаются угловатые обломки. Количество включений этого типа обычно невелико и составляет менее 10%, но в единичных телах оно достигает 50% и более. Во многих кимберлитовых телах включения кимберлитов ранних фаз внедрения вообще отсутствуют.

Включения чуждых по составу пород весьма разнообразны и связаны с осадочным чехлом платформы и ее фундаментом. Среди них развиты известняки, реже песчаники и аргиллиты, магматические породы, а также гнейсы и кристаллические сланцы. Распределение включений чуждых по составу пород обычно неравномерно, и количество их увеличивается в приконтактных частях, где нередко достигает 80% всей породы. В среднем содержание их 1—25% и лишь в некоторых кимберлитовых комплексах (чомполинский) 60—70% породы.

Пикритовые порфириды, ассоциирующие с кимберлитами, представляют собой породы, по минеральному составу близкие кимберлитам, но практически не содержат включений мантийных пиропсодержащих пород и минералов, кроме незначительного количества ксенокристаллов оливина (до 1—2%). Текстура породы массивная (в эруптивных брекчиях — брекчиевая), структура — порфировая, местами микропанидиоморфнозернистая. Фенокристаллы представлены оливином, по составу аналогичным кимберлитовому, редко флогопитом. Структура основной массы микрозернистая либо микролитовая [394]. Обычно порода в значительной степени изменена в серпентин-карбонатный агрегат. По составу пикритовые порфириды делятся на

оливин-пироксеновые, пироксен-оливин-монтичеллитовые и слюдяные оливин-монтичеллитовые разновидности. Из аксессуарных минералов в основной массе присутствуют апатит, перовскит, магнетит и иногда мелилит [394].

Кимберлиты представляют собой ультрамафические породы, резко недосыщенные кремнекислотой и имеющие щелочной уклон при преобладании калия над натрием. Они характеризуются высоким содержанием MgO , CaO и TiO_2 и низким содержанием Al_2O_3 , а также присутствием примеси некоторых малых элементов (циркония, ниобия, фосфора), свойственных щелочным ультрамафитам. Таким образом, по некоторым петрохимическим и геохимическим особенностям кимберлиты занимают промежуточное положение между ультрамафитовыми породами альпийского облика и породами формации щелочных ультрамафитов.

Среди сибирских кимберлитов выделяются три петрохимических типа. Наиболее резко различаются I и III типы, II тип является промежуточным [49]. I тип — маложелезистый слабощелочной ($FeO + Fe_2O_3 = 7,34\%$; $K_2O = 0,36$), характеризуется низким содержанием глинозема ($3,31\%$) и окиси титана ($1,36\%$); из элементов-примесей главную роль играют хром и никель. III тип — железистый субщелочной ($FeO + Fe_2O_3 = 11,0\%$; $K_2O = 1,27$), отличается повышенным содержанием глинозема ($5,01\%$) и окиси титана ($3,13\%$), а также низкой концентрацией хрома и никеля; существенную роль играют цирконий, иттрий, скандий, ванадий, стронций, марганец, фосфор. От I к III петрохимическому типу происходит закономерное увеличение содержания K_2O , ΣFe , Al_2O_3 , TiO_2 , а также некоторых малых элементов — циркония, иттрия, ванадия, скандия, стронция, марганца, фосфора и уменьшение содержания окислов магния, никеля и хрома.

Небезынтересно подчеркнуть, что перидотиты формации щелочных ультрамафитов по основным петрохимическим и геохимическим показателям вписываются в серию кимберлитов непосредственно за III петрохимическим типом. По отношению к этому типу они содержат еще больше суммарного железа, Al_2O_3 , K_2O и TiO_2 , а из малых элементов — циркония, иттрия, ванадия, скандия, марганца и др. и еще меньше — MgO , Cr_2O_3 и NiO [49].

По химическому составу кимберлиты и связующая масса кимберлитовых брекчий практически не различаются. Пикритовые порфиры по сравнению с кимберлитами тех же комплексов характеризуются повышенным содержанием железа и титана и ближе всего примыкают к кимберлитам III петрохимического типа. От пикритовых порфиритов, входящих в состав других формаций, они отличаются довольно существенно по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 и других окислов [Сарсадских, Благулькина, 1969 г.].

Характерной особенностью пород кимберлитовой формации является практически полное отсутствие в них дифференциации. Только в тех комплексах, где с кимберлитами ассоциируют пикритовые порфиры и карбонатиты, имела место некоторая дифференциация с накоплением кальция и уменьшением количества кремнезема в ходе формирования пород.

Наблюдается сопряженное изменение состава кимберлитов и мантийных включений, а также количества последних. Так, в кимберлитах I петрохимического типа установлено наибольшее содержание включений мантийных пород и минералов, среди которых преобладают оливиниты (или дуниты) с парагенезисом высокохромистых и малоглиноземистых пиропов, хромшпинелидов и хромдиопсидов, а также маложелезистого оливина. С этими же включениями связан и алмаз [516, 517].

В кимберлитах III типа содержание мантийных включений значительно ниже, среди них кроме оливинитов (и дунитов) заметную роль играют перидотиты и пироксениты, а сосуществующие минералы характеризуются малой хромистостью и более высокой глиноземистостью и железистостью. Среди включений встречаются также флогопит- и пикроильменитсодержащие ультрамафиты. Состав включений отражает глубину зарождения кимберлитовой магмы и является причиной появления различий в составе кимберлитов и степени их алмазоносности.

Кимберлиты являются единственными магматическими породами, с которыми связаны промышленные содержания алмаза. Все известные коренные месторождения этого полезного ископаемого связаны с кимберлитовой формацией. Несомненное сходство минералов из включений мантийных пород с минералами, находящимися в виде включений в алмазе, а также непосредственные находки алмаза в ультрамафитовых включениях свидетельствуют о том, что алмазы в самой кимберлитовой магме не кристаллизовались, а были вынесены ею из мантии. Благодаря этому алмаз в кимберлитах присутствует в виде изолированных одиночных кристаллов, их обломков или сростков нескольких кристаллов (вкрапленный тип оруденения). Даже в месторождениях алмаз является ультрааксессуарным минералом и составляет стотысячные доли процента от общего объема породы. Распределение его в кимберлитовых трубках более или менее равномерное (алмазные месторождения Якутии).

Все месторождения алмаза и наиболее алмазоносные кимберлитовые тела за редким исключением относятся к эруптивным брекчиям I петрохимического типа. Они характеризуются почти полным отсутствием дифференциации связующей массы и несут следы быстрой ее кристаллизации (неравномерность минерального состава и степени раскристаллизации, обилие включений минералов друг в друге, скелетные формы роста отдельных минералов и т. д.). Благодаря быстрому подъему магмы в ней сохраняется большое количество нерасплавившихся

реликтов мантийных пород и различных минералов, в том числе пиропов и алмазов.

Следует, однако, подчеркнуть, что не все кимберлиты I петрохимического типа являются алмазоносными. К ним относятся, например, кимберлиты куойкского комплекса на севере Сибирской платформы, которые совершенно не содержат алмазов. Для них характерно присутствие включений мантийных ультрамафитов с неравновесными минеральными парагенезисами, что, по-видимому, связано с неустойчивостью термодинамических условий в верхней мантии и уничтожением алмазов еще до образования кимберлитов. Алмазоносные кимберлиты возникли скорее всего при стабилизированных давлениях и температурах в верхней мантии, так как в этих кимберлитах отсутствуют включения с неравновесными парагенезисами.

Условия образования кимберлитов можно представить следующим образом. В пределах зон глубинных разломов в верхней мантии возникают отдельные изолированные очаги плавления. Возникший расплав быстро устремляется по ослабленным зонам в верхние горизонты земной коры, при этом он содержит то или иное количество недоплавившихся реликтов мантийных пород и минералов. При движении расплава нередко происходит прорыв ранее затвердевших его порций, а также захват вмещающих пород. На глубине 2—3 км, когда давление вышележащих пород становится меньше давления поднимающейся магмы, происходит ее прорыв к поверхности — образуются трубчатые тела.

Сопоставление ультрамафических формаций и некоторые вопросы их происхождения

В рассматриваемом семействе формаций главная роль принадлежит ультрамафитам, ассоциирующим в одних случаях с габброидами нормального ряда, а в других — с фойидовыми габбро и нефелиновыми сиенитами. Для первой группы нет доказательств комагматичности соотношений плутонических ультрамафитов с эффузивами, хотя в последнее время описаны многочисленные находки эффузивов пикритового состава среди натриевых базальтов, в которых залегают интрузивные ультрамафиты [340, 370]. Ассоциации второй группы — ультрамафиты и меланократовые породы (якупирангиты, ийолиты, мельтейгиты) — формируются в широком диапазоне глубинности, от мезоабиссальных до гипабиссальных, и образуют в последнем случае структурно единые вулкано-интрузивные комплексы.

Между этими двумя группами формаций имеются существенные различия в составе, строении и условиях становления. Формации первой группы характеризуются типоморфными для ультрамафитов элементами: хром, платиноиды, никель, кобальт; меньшее значение имеют медь, титан, типичные для габброидов.

Для формаций второй группы характерно сочетание двух ассоциаций элементов, одна из которых связана с ультрамафитами (хром, платиноиды, медь), другая — с фойдовыми породами (редкие земли, ниобий, тантал, цирконий).

В разных ассоциациях ультрамафиты варьируют не только по количественным соотношениям их разновидностей, но и приобретают специфику как в химизме, так и в составе породообразующих минералов. Для дунит-перидотитовой формации преобладающими являются гарцбургиты с подчиненным развитием дунитов. Минеральный состав тех и других отличается высокомагнезиальным оливином и ортопироксеном — энстатитом. Пределы колебаний их железистости расширяются во вторичных, метаморфических разностях. Лерцолиты в этой формации имеют подчиненное развитие и отличаются несколько более высокой железистостью породообразующих минералов.

Среди ультрамафитовых пород дунит-клинопироксенит-габбровой формации главное значение имеют дуниты и клинопироксениты—диопсидиты (диаллагиты). Оливины дунитов существенно не отличаются от оливинов дунит-перидотитовой формации. Как характерную петрографическую особенность данной формации все исследователи отмечают отсутствие или редкую встречаемость разновидностей перидотитов и пироксенитов с ортопироксеном.

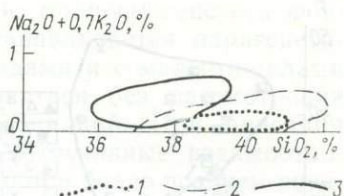
Отличительной чертой ультрамафитов пироксенит-перидотитовой формации является не только относительно широкое развитие пироксенитов-вебстеритов и гиперстенитов, но и присутствие оливинитов (с магнетитом), отличающихся повышенной железистостью оливина (fa_{17-20}). Ортопироксены в составе пироксенитов представлены гиперстеном и бронзитом, что совершенно не свойственно пироксеносодержащим ультрамафитовым породам дунит-перидотитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций.

Оливиниты и дуниты, участвующие в строении сложных интрузивных и вулкано-интрузивных комплексов щелочно-ультрамафитовой формации, отличаются большим разнообразием по минеральному составу и структурам (оливиниты нормальные, мелилитовые и др.); оливиниты в них, отличающиеся большими колебаниями железистости (3—15% fa), чаще ассоциируют с титаномагнетитом и перовскитом.

В ассоциации с ультрамафитами дунит-перидотитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формации постоянно отмечаются габброиды, диориты и плагиограниты. В массивах дунит-перидотитовой формации габбро количественно резко подчинены ультрамафитам или иногда отсутствуют. Соотношение ультрамафитов и габбро в дунит-клинопироксенит-габбровой формации на современном эрозионном срезе свидетельствует о резком преобладании габброидных пород. В сложных комплексах щелочно-ультрамафитовой формации количественные соотношения

Рис. 14. Диаграмма состава дунитов различной формационной принадлежности.

Формации: 1 — дунит-перидотитовая; 2 — дунит-клинопироксенит-габбровая; 3 — щелочно-ультрамафитовая с карбонатитами.



ультрамафитов и щелочных пород варьируют в широких пределах: в наиболее глубоко эродированных и формирующихся на больших глубинах массивах преобладают ультрамафиты, роль щелочных и фойдовых пород возрастает в гипабиссальных комплексах.

Химический состав главных типов ультрамафитов различных формаций этого семейства рассматривался неоднократно [330, 614]. Однотипные породы разных формаций заметно различаются по соотношению главных петрогенных элементов, в частности по Mg/Fe , которое послужило основанием для разделения ультрамафитов на «перидотитовый» и «базальтовый» типы («число Хесса» Mg/Fe) [Г. Хесс, 1938 г.]. Так, дуниты альпийского дунит-перидотитовой формации по сравнению с дунитами дунит-клинопироксенитовой ассоциации характеризуются повышенными содержаниями магния и окиси хрома и пониженными — железа (закисного и окисного), титана, кальция и глинозема. Более существенные различия устанавливаются между дунитами дунит-перидотитовой формации и такими же типами пород щелочно-ультрамафитовой формации. Наряду с этим отмечается близость химического состава ультрамафитов (включая и меймечиты) щелочно-ультрамафитовой формации к составу дунитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Это можно видеть и на диаграмме (рис. 14), где точки составов ультрамафитов трех формаций образуют довольно четкие, несколько перекрывающиеся друг друга поля.

Общая тенденция в изменении состава ультрамафитов разных формаций выражается в обогащении пород дунит-клинопироксенит-габбровой и щелочно-ультрамафитовой формаций железом, титаном, кальцием, глиноземом и щелочами, пород дунит-перидотитовой формации — магнием и хромом, а пород пироксенит-перидотитовой формации — железом, кальцием, алюминием. Особенности химического состава пород пироксенит-перидотитовой формации хорошо видны на вариационной диаграмме F/SiO_2 : они обнаруживают в общем повышенную железистость (даже для них нацело серпентинизированных разновидностей) по сравнению с аналогичными породами альпийских комплексов (рис. 15).

В массивах альпийского дунит-перидотитовой формации, образованных породами одного семейства — дунитами, гарцбургитами и лерцолитами — в условиях относительной подвижности

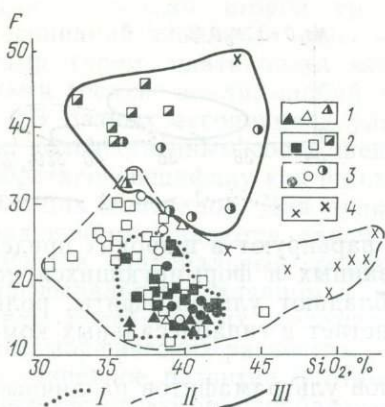


Рис. 15. Диаграмма F — SiO₂ ультрамафитов различной формационной принадлежности.

Точки средних составов пород формаций: I — дунит-перидотитовой (u), II — пироксенит-перидотитовой (pu), III — габбро-верлитовой (pw). 1 — дуниты различных формаций (u, pu, pw), 2 — перидотиты (u, pu, pw), 3 — серпентиниты (u, pu, pw), 4 — пироксениты (pu, pw).

и быстрого продвижения магматического материала, отмечается полосчато-пятнистое сложение, возникающее в результате несовременной дифференциации на месте и в меньшей степени на пути к становлению, а также позднейших преобразований. Неоднородность в строении выражается как в пространственном зональном расположении пород — лерцолит—гарцбургит—дунит, так и в закономерном изменении состава породообразующих минералов (оливинов, пироксенов).

Массивы дунит-клинопироксенитовой и габбровой ассоциаций отличаются концентрически зональным строением и полосчатым соотношением главных типов пород, согласным с общим структурным планом массивов [91, 467]. Отмечаемые исследователями элементы расслоенности в массивах этой формации отражают более спокойные условия их становления [467]. Вместе с тем широко проявленные метаморфические преобразования (амфиболитизация, рассланцевание и т. д.) свидетельствуют о времени их становления, предшествующем региональному метаморфизму и складчатости [91, 175].

Строение массивов щелочно-ультрамафитовой формации определяется также условиями становления: концентрически зональные интрузии центрального типа с элементами расслоенности характерны для рифтовых зон в пределах щитов и окружающих частей платформ; линзовидные тела характерны для устойчивых структур складчатых областей [229, 258]. Объемы щелочных пород в составе комплексов увеличиваются в тех из них, которые формировались в гипабиссальных условиях, а преобладающее развитие ультрамафитов наблюдается в мезоабиссальных ассоциациях, что, возможно, связано с вертикальной зональностью интрузий и различной глубиной эрозионного среза.

В проблеме генезиса формации ультрамафитовой группы различают три аспекта: 1) генерация исходной для ультрамафитовых ассоциаций магмы, 2) условия становления интрузий, 3) последующие преобразования, обусловленные дислокацион-

ными и метаморфическими процессами. Вопросы генезиса формаций этой группы, для которых устанавливается парагенетическая связь ультрамафитов с габброидами и с малыми телами натровых гранитоидов, не может решаться без рассмотрения происхождения всех членов этих ассоциаций. При описании формаций этой группы указывались интрузивные взаимоотношения между ультрамафитами и габбро при более позднем внедрении последних. В ряде работ приводятся данные в пользу образования габбро и ультрамафитов «офиолитовой» ассоциации из высокотемпературного мантийного расплава. Свидетельством этому являются температуры гомогенизации первичных включений в анортите из габбро района Сабзевар (Иран), отвечающие интервалу 1280—1435°C; близкие значения получены и для ультрамафитов [24]. Вместе с тем в составе комплексов и их парагенетических сериях отмечается дискретность составов ультрамафитов и габбро. На контактах, обычно резких и четких, отмечаются зоны верлитов, пироксенитов и полевошпатовых пироксенитов, возникающих в результате воздействия более поздних габбро на ультрамафиты.

Природа структурной и временной сопряженности ультрамафитов и габбро объясняется одними исследователями тем, что ультрамафитовые разогретые массы вызывают дополнительное плавление базальтовых масс, которые при подъеме сопровождаются их, проявляясь в виде небольших габбровых тел или даек габбро-диабазов в зонах развития ультрамафитов. Другие объясняют постоянную ассоциацию ультрамафитов и габбро фракционированием на глубине исходного расплава на ультрамафиты и мафиты и последовательным (практически почти одновременным) внедрением их по одним и тем же путям. С этой точки зрения такие парагенетические ассоциации, как дунит—габбро, дунит—перидотит—габбро, пироксенит—габбро, вполне закономерны и не являются случайными сочетаниями горных пород [440, 445].

Факт постоянной ассоциации ультрамафитов, габбро и базальтов, наблюдающийся в эвгеосинклинальных зонах складчатых областей, установлен и в срединно-океанических хребтах. На основании петрохимических исследований этих ассоциаций высказываются предположения, что процесс частичного плавления океанической мантии и сепарации от нее базальтовой составляющей реализуется по схеме: исходный лерцолит-базальт + остаточный гарцбургит [153]. Возможно, в областях зарождающихся геосинклиналей, как и в срединно-океанических хребтах, происходит подъем разогретого вещества мантии, сопровождающийся образованием базальтового расплава, а тектонические условия растяжения способствуют их быстрому продвижению к поверхности. Экспериментальные данные по определению «равновесности» частичного плавления перидотита в водонасыщенных условиях при высоких давлениях и температуре (10—

20 кбар, 1100—1200°С) показали, что при этом могут возникать базальтовые расплавы состава от магнезиального кварцевого толеита до оливинового толеита при степени плавления 20—25% [134]. При внедрении разогретых ультрамафитовых масс вполне допустимо образование базальтовых расплавов и в результате палингенеза, подобно тому как возникают кислые расплавы при внедрении базальтовых магм [34, 575].

Подъем базальтовых расплавов в свою очередь влечет за собой частичное расплавление сиалического вещества коры, чем и обусловлен диорит-плагиогранитовый «хвост» в рассматриваемых ассоциациях, т. е. появление малых интрузий диоритов и плагиогранитов, почти постоянно сопровождающих вместе с габброидами альпинотипные дунит-перидотитовые комплексы, и тел диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, располагающихся обычно в верхних частях концентрически зональных дунит-клинопироксенит-габбровых интрузий. Следует отметить практически полную идентичность петрохимических особенностей и минерального состава габбро, диоритов и плагиогранитов обеих этих формаций, что позволяет допускать и одну и ту же причину появления ассоциаций этих пород с альпинотипными дунит-перидотитовыми телами, с одной стороны, с концентрически зональными дифференцированными интрузиями — с другой. Не рассматривая всех известных представлений о происхождении группы ультрамафитовых формаций, основываясь на изложенных выше данных по составу, строению и геологическому положению, необходимо сделать некоторые обобщения.

Исключительно важной является отмеченная еще на ранних стадиях изучения офиолитовых ассоциаций постоянная, закономерная пространственная и временная сопряженность дунит-перидотитовых интрузий, габбро, малых тел диоритов и плагиогранитов и подводных базальтовых эффузивов. Характер соотношения членов этой офиолитовой ассоциации, постоянно повторяющейся на ранней стадии развития эвгеосинклиналей, указывает на парагенетический характер такой связи, являющийся следствием глубинных магматических процессов. Однако последовательность проявления всей серии пород (базальтов, ультрамафитов, габбро, диоритов и плагиогранитов), отмечавшаяся всеми исследователями на протяжении по крайней мере 50—70 лет, в последнее время подвергается сомнению сторонниками «новой глобальной тектоники», которые рассматривают офиолитовую серию как океаническую кору, как ложе, на котором закладывались все крупные геосинклинальные зоны. Офиолиты рассматриваются как стратифицированный комплекс: внизу — ультрамафиты, выше — габброиды (через пироксениты), вверху — базальты и сопутствующие им кремнистые породы [429].

Гипотеза магматического происхождения альпинотипных ультрамафитов находит подтверждение в петрографическом со-

стае и строении массивов и хорошо согласуется с концепцией происхождения геосинклинально-складчатых областей, в то же время трудно объяснимо отсутствие контактовых воздействий в зонах развития крупных массивов ультрамафитов. Однако тесная пространственная и доказываемая парагенетическая связь ультрамафитов, габброидов и вмещающих их базальтов, отсутствие в ассоциации с альпинотипными массивами пород высокой степени метаморфизма, которые отвечали бы глубинным слоям земной коры, а также обычно умеренный характер напряжений в зонах развития ультрамафитов противоречат представлениям о тектоническом выдавливании ультрамафитов из мантии [657]. Многочисленные, часто противоречивые данные по геологии альпинотипных ультрамафитовых комплексов свидетельствуют о том, что нельзя говорить только об интрузивном внедрении или только о тектоническом залегании ультрамафитов.

Возможно несколько путей формирования ультрамафитов, как на это указывают исследователи [242, 432]: 1) внедрение в виде кашеобразной массы с высокотемпературными контактными ореолами, 2) перемещение вверх консолидированных ультрамафитов в виде жестких блоков, 3) перемещение в связи с последующими тектоническими движениями небольших масс серпентинитов в виде диапиров. Все три указанных типа залегания ультрамафитов, в том числе и высокотемпературных ультрамафитов с термическим экзоконтактным ореолом, описаны в литературе [181, 440, 655]. Отмеченная выше устойчивость признаков дунит-перидотитовой формации и, в частности, стабильность первичного петрографического состава сохраняется как для комплексов, расположенных в толщах натриевых базальтов, так и для магматических тел, перемещенных во время складчатых и глыбовых движений в стратиграфически более высокие терригенные толщи.

Отсутствие в подавляющем большинстве случаев контактовых воздействий около дунит-перидотитовых массивов, даже тогда, когда они находятся в «первичном» залегании среди эффузивных толщ, может быть объяснено:

— относительной близостью состава ультрамафитов и базальтов, что не способствовало интенсивным контактовым преобразованиям последних, особенно если принять точку зрения о кашеобразном состоянии ультрамафитов, где наличие большого объема кристаллической фазы определяло не только более низкую температуру внедряющейся магмы, но и общее пониженное количество тепла, выделяющегося при кристаллизации;

— уничтожением контактовых изменений (как правило, незначительных) динамотермальными преобразованиями и региональным метаморфизмом, которым ультрамафиты подвергались вместе с вмещающими их натриевыми базальтами и кремнисто-яшмовыми образованиями;

— последующими тектоническими подвижками ультрамафитовых масс по разрывам, приводящим к срыву непосредственных интрузивных контактов, в результате чего могли наблюдаться только более широко развитые гидротермальные воздействия (родингитизация, лиственитизация и т. п.).

Широкое развитие габбро-диабазов, образующих системы параллельных даек, секущих как ультрамафитовые породы, так и сопровождающих их габбро и обнаруживающих с последними сходство по составу породообразующих и аксессуарных минералов и по петрохимическим особенностям, свидетельствует о поступлении более поздних порций габброидных расплавов в уже затвердевшие породы альпинотипных массивов на месте их становления.

Имеющиеся материалы не позволяют рассматривать габбро в качестве верхних членов офиолитовых серий, как это предполагается в модели строения океанической коры геологического прошлого [429].

Накопленные к настоящему времени факты по изучению альпинотипных ультрамафитов, развитых в складчатых областях территории СССР, определенно противоречат концепции стратифицированного строения офиолитовых поясов. При характеристике строения дунит-перидотитовой формации указывались примеры полосчатости и вертикальной зональности в отдельных интрузивных массивах. Однако такая зональность не имеет ничего общего с «субслоистостью» или «псевдостратифицированностью» офиолитов, о которой говорят сторонники новой глобальной тектоники. Дифференциация на габброидную, пироксенитовую и перидотитовую части, наблюдающаяся в вертикальном разрезе отдельных массивов, свидетельствует о становлении этих массивов на месте их залегания [4, 251]. Ультрамафиты (и сопровождающие их габброиды) являются несомненно более поздними образованиями, внедренными в геосинклинальные толщи натриевых базальтов и испытавшими вместе с ними последующую складчатость и региональный метаморфизм. Такая последовательность проявления формаций натриевых базальтов и дунит-перидотитовой отвечает наиболее обычной эволюции мантийных магматических очагов, где эффузивы являются продуктами базальтовых выплавов из первичного вещества мантии, а ультрамафиты — продуктами реститовых магм, образовавшихся после выплавления и отделения базальтового расплава от первичного лерцолита [152, 199].

Петрохимические особенности габбро, сопровождающих ультрамафиты, характеризуются повышенным содержанием СаО, FeO и Fe₂O₃ и наследуют особенности состава предшествующих им ультрамафитов.

В результате удаления из мантийного вещества (состав, по видимому, отвечает лерцолиту) базальтовой части (в виде предшествующих излияний, принадлежащих к формации натриевых

базальтов) в качестве рестита остается вещество, лишенное щелочей и алюминия и по составу в среднем близкое к перидотиту и дуниту [611]. Ассоциация натриевых базальтов отвечает ближе именно тому отделившемуся расплаву, который в почти недифференцированном виде дошел до земной поверхности. Те же вопросы возникновения первичных расплавов, условий кристаллизации, последующих метаморфических преобразований пород и другие обсуждаются при объяснении происхождения дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Еще 10 лет тому назад дискуссия о генезисе этой формации на Урале сводилась к попыткам доказать либо магматическое, либо метасоматическое происхождение всей сложной серии пород [331, 378].

Вышеизложенный материал по характеристике главным образом платиноносного пояса Урала отражает представления некоторых исследователей о самостоятельности и разной генетической природе дунит-клинопироксенитовой и габбровой ассоциаций, где они рассматриваются как самостоятельные формации. В соответствии с представлениями И. А. Малахова, становление пород дунит-клинопироксенитовой ассоциации сопровождалось, судя по проявлению в широких масштабах процессов метаморфизма и метасоматоза, явлениями фельдшпатизации, калишпатизации, приведших к образованию анортитовых габбро и тылаитов. В отличие от дунит-клинопироксенитовой для интрузивных пород габбровой ассоциации предполагается пространственно-генетическая связь с базальт-андезитовой формацией, время образования которой на Урале поздний силур — ранний девон [467]. В строении габброидных массивов отмечается вертикальная зональность, выражающаяся в смене пород от клинопироксенитов меланократовых габбро, габбро до диоритов и плагиогранитов [91].

Развивая идею о метасоматическом происхождении дунит-клинопироксенитовой ассоциации, уральские геологи полагают, что исходным субстратом при ее формировании были существенно магнезиальные дуниты. Для пород габбровой (именно габбро-нориты) ассоциации предполагается магматический генезис, и они в целом рассматриваются как дифференциаты толентовой магмы, по составу соответствующие высокомагнезиальным базальтам.

Для наиболее близких аналогов платиноносного пояса — интрузий ультрамафитов и габбро Юго-Восточной Аляски и восточного пояса западной части Северной Америки — отвергается происхождение всей сложной серии пород путем дифференциации из базальтовой магмы [541]. Исследователи приводят доказательства, свидетельствующие в пользу самостоятельного существования по крайней мере двух типов ультраосновных (оливин-пироксенитовой и дунитовой) ассоциаций, возникающих в пределах протяженного пояса Аляски. Таким образом, американские геологи занимают еще более крайнюю позицию

в вопросе самостоятельности генезиса отдельных членов сложной парагенетической ассоциации. Что же касается пироксенит-перидотитовой формации, то сопоставление ее комплексов свидетельствует о первоначальной перидотитовой магме, обогащенной железом и кремнекислотой.

Между особенностями петрографического (и химического) состава пироксенит-перидотитовых интрузий и их структурно-тектонической позицией имеется определенная причинная связь [440]. Обогащенность исходной для этой формации магмы кремнекислотой и железом может быть объяснена с позиций гипотезы кинетически гравитационной дифференциации: установление в расплавах гравитационного равновесия приводит к дифференциации их вещества по высоте, общей тенденцией которой является обогащение верхних частей магматических масс железом, железом, алюминием и щелочами [224]. Степень такого гравитационного разделения зависит от «растянутости» магматической системы в поле тяготения. В этом случае ультрамафитовая магма, внедрявшаяся по разломам в область срединного массива или геоантиклинального поднятия, должна была пройти больший путь, по крайней мере на 2—3 км больше, чем бы если она поднялась только до основания геосинклинального трога (как в случае альпинотипных дунит-перидотитовых комплексов). Возможно, что существенную роль при этом мог играть и процесс частичной контаминации ультрамафитовой магмы веществом гнейсов и кристаллических сланцев срединного массива. Учитывая недостаточную ясность в большинстве случаев геологического возраста пироксенит-перидотитовых комплексов и в общем близость их состава к составу альпинотипных комплексов, нельзя полностью исключить предположение о том, что они могут быть более древними альпинотипными образованиями, подвергшимися региональному метаморфизму (аллареченский комплекс на Кольском полуострове).

Как в СССР, так и за рубежом [117, 229, 258] широко обсуждаются вопросы происхождения (магматического или метасоматического) сложных ассоциаций ультрамафитов и нефелин-сиенитовых пород. Наряду с этими крайними точками зрения развивается представление о гетерогенности нефелин-сиенитовых пород в составе щелочно-ультрамафитовых комплексов [59].

Основой для решения многих петрогенетических вопросов послужили исследования, проводившиеся на таких широко известных комплексах, как «каледонский комплекс восточной части Балтийского щита» [229, 354] и маймеча-котуйский комплекс на северо-западе Сибирской платформы [68, 170].

Магматическое происхождение этих ассоциаций доказывается широким развитием эффузивных разновидностей нефелиновых пород, структурно и по времени сопряженных с интрузивными образованиями (маймеча-котуйский комплекс), а в глубоко эродированных регионах (восточная часть Балтийского

щита) наличием даек и субвулканических тел нефелиновых пород. Сопоставление большого числа сложных щелочно-ультрамафитовых комплексов позволило выявить относительную роль метасоматических процессов в их образовании. Вместе с тем были установлены критерии магматического и метасоматического происхождения близких по составу нефелиновых пород [229, 258].

Многочисленные исследования последних лет [117, 258, 354] приводят к выводу о едином источнике щелочно-ультрамафитовых ассоциаций. Данные о петрографическом составе и петрохимических особенностях разновозрастных комплексов свидетельствуют об обогащении исходного щелочного расплава кальцием, магнием, железом, титаном при резком недостатке кремнезема, что отвечает по составу оливиновому мельтейгиту или меллилитовому базальту.

Представляется достаточно обоснованной точка зрения о перидотитовом составе субстрата, плавление которого могло привести к возникновению расплавов щелочно-ультраосновных магм [68, 261, 354]. Обогащенность первичных магматических щелочно-ультраосновных расплавов «некогерентными» элементами (Ti, Ba, Sr, Rb, Zr, Hf, U, Th и др.), согласно Д. Х. Грину [134], в благоприятных условиях (зоны рифтов континентальной коры) обусловлена миграцией воды и летучих компонентов из нижних частей мантии, что вызывало частичное плавление перидотита. При миграции такого расплава на более высокие уровни в плавление вовлекаются более легкоплавкие зоны перидотитового слоя (плагноклазового и шпинелевого перидотита). В этом случае могут возникать оливиновые базальты, часто сопутствующие щелочно-ультрамафитовым комплексам.

Об условиях кристаллизации магматических расплавов можно судить по данным термометрических исследований В. П. Костюка, Л. И. Паниной и др. [267, 555] расплавных включений из оливинов и пироксенов пород маймеча-котуйского и енисейского комплексов. Пределы температур кристаллизации их минералов от 870 до 1400°C могут рассматриваться как свидетельство условий кристаллизации магматических расплавов.

Особенности размещения и вещественного состава щелочно-ультрамафитовых и кимберлитовых комплексов наряду с большим сходством в тектоническом режиме формирования, магмаконтролирующих факторах и общем петрохимическом родстве, позволяющие рассматривать указанные формации в одной группе щелочно-ультрамафитовых, обнаруживают и существенные различия, дающие возможность выделять их в качестве самостоятельных формаций.

Петрографические и петрохимические особенности серий пород щелочно-ультрамафитовой и кимберлитовой формаций, данные по соотношениям стабильных изотопов $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$,

$^{25}\text{Mg}/^{26}\text{Mg}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [229], а также присутствие глубинных ксенолитов в кимберлитах и кимберлитоподобных породах [516, 517] позволяют сделать вывод о мантийном и близком составе исходных расплавов. Отмечая большое сходство родоначальных магм, исследователи подчеркивают, что различия между щелочно-ультрамафитовыми и кимберлитовыми ассоциациями обусловлены обстановкой их формирования.

На основании изучения глубинных ксенолитов в алмазах, собственно в кимберлитах и кимберлитоподобных породах кимберлиты считаются производными расплавов, генерированных на больших глубинах по сравнению со щелочно-ультрамафитовыми комплексами. Температура становления кимберлитовых тел оценивается 1175—1475°C [517], а при обилии летучих наиболее вероятной была температура 1100°C, что характерно для алмазоносных кимберлитов. О невысокой температуре кимберлитовой магмы и ее быстром спаде свидетельствуют данные А. В. Уханова [1975 г.], показавшего, что включения глубинных пород в «кимберлитовом» расплаве прогревались до 1000°C.

Заканчивая сопоставление формаций ультрамафического семейства, следует еще раз подчеркнуть чрезвычайную важность этих формаций как информаторов о строении и составе глубинных зон земной коры и верхней мантии, недоступных непосредственному изучению. Приведенные выше данные вполне однозначно свидетельствуют о первичной магматической природе ультрамафических формаций как складчатых, так и устойчивых областей; этому, как было показано выше, не противоречат сложные метасоматические и метасоматические преобразования, которым подверглись формации ультрамафитов в ходе последующего развития регионов.

3

Семейство мафических формаций

В семействе мафических формаций, наиболее многочисленном, ведущую роль среди слагающих отдельные формации пород играют базальты и габбро — от меланократовых до лейкократовых разновидностей. Подчиненное развитие имеют оливиниты, перидотиты, пироксениты, меймечиты и пикриты, с одной стороны, и диориты, плагиограниты, андезито-базальты, андезиты, дациты и липариты — с другой. Ассоциации этих пород составляют группу базальтовых и габбровых формаций нормальной и повышенной щелочности.

В группе щелочно-базальтоидных и щелочно-габброидных формаций рассматриваются ассоциации пестрого состава, неизменными членами которых являются фельдшпатоидсодержащие породы: нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, фонолиты, наряду с субщелочными породами: эссекситами, тешенитами, трахибазальтами. В составе формаций этой группы постоянно присутствуют, а в ряде случаев играют значительную роль габбро нормального ряда. В рассматриваемом семействе наиболее разнообразны вулканические формации.

При попытках типизации базальтовых ассоциаций разные исследователи рассматривали их обычно в двух аспектах: либо в отношении состава самих базальтов (разделяя последние главным образом по степени насыщенности SiO_2), либо в отношении характера тех ассоциаций, в которые входят базальты. В петрологии утвердилось оба подхода к изучению базальтов, часто используемые независимо друг от друга, хотя ряд исследователей [285, 670, 689], отмечая закономерную связь состава базальтов и ассоциированных с ними пород, предложили

выделять четыре типа серий [285]: «известково-щелочные», «толеитовые», «щелочные» и «высокоглиноземистые». Использование формационного подхода к изучению базальтовых ассоциаций вызвало некоторые сомнения в универсальности этих серий, при этом количество серий оказалось недостаточным для отражения всего разнообразия базальтовых формаций, возникающих в разной геологической обстановке. Однако и на этой стадии одни исследователи за основу брали характер строения ассоциаций в целом, выделяя «однородные» (или недифференцированные), «контрастные» и «непрерывные» (или «последовательно дифференцированные») серии [22, 628], другие больше внимания уделяли тонким особенностям химического состава базальтов (степени щелочности, содержанию TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O), отмечая значение этих признаков как дискриминационных для разнотипных структур земной коры [288]. При выделении таких формаций, как «трапповая» и «спилит-кератофировая», предпочтение отдавалось признакам связи с определенными тектоническими режимами проявления вулканизма, для последней формации учитывались также палеогеографические условия извержений.

Использование в качестве основы для типизации комплексов перечисленных выше, в гл. I, признаков состава и строения, а также попытка введения более или менее четких количественных оценок в систематику формаций позволили уточнить объемы ранее выделявшихся формаций или расчленить некоторые из них на ряд новых. Всего в составе семейства выделяются 13 вулканических и интрузивно-вулканических формаций, из них восемь достаточно близко совпадают с формациями, получившими место в прежних классификационных схемах [233, 276], пять выделяются впервые. Из числа последних базальт-андезит-липаритовая объединяет комплексы, описанные на Урале под названием «базальт-андезит-дацит-липаритовой» формации [22, 578], и их аналоги в других регионах. Выделение новых формаций связано также с расчленением формаций щелочных пород на основе учета их строения и типа щелочности. Вместо двух формаций прежних схем: 1) трахибазальтовой (щелочно-оливин-базальтовой континентов) и 2) щелочно-базальтоидной — выделены пять формаций: 1) трахибазальтовая, 2) трахилипарит-трахибазальтовая (иногда проявляющаяся как трахит-трахибазальтовая или пантеллерит-трахибазальтовая); 3) трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая; 4) щелочных базальтоидов и фонолитов; 5) щелочных базальтоидов и лейцитифиров. Последние две формации выступают как члены сложных интрузивно-вулканических формаций (щелочных мафитов — натриевых фойдитов и щелочных мафитов — калиевых фойдитов).

Несколько расширен объем формаций геосинклинальных зон (натриевых базальтов, натриевых базальтов—липаритов, ба-

зальт-андезит-липаритовой, андезит-базальтовой), в которые объединены комплексы нормальной щелочности и субщелочные. Последние чаще проявляются в геосинклинальных прогибах поздней генерации и ранее нередко выделялись в самостоятельные виды (формация «диабазов—липаритовых порфиоров» на «Карте магматических формаций СССР» [233], «базальтовая», «базальт-трахилипаритовая» в схеме базальтовых формаций Урала [490]). Расширение объема формаций связано с тем, что обобщение данных по многим регионам показало наличие серии переходов между комплексами пород нормальной и повышенной щелочности в отношении как состава, так и условий образования.

Среди интрузивных выделяются формации гипабиссальной, мезоабиссальной и абиссальной фаций глубинности. В гипабиссальных условиях происходит становление однородных или слабо дифференцированных формаций (габбро-диабазовая); этим же условиям свойственны и более сложные дифференцированные в интрузивных камерах или многофазные (двухфазные) интрузивные ассоциации — диабаз-пикритовая и габбро-верлитовая, которые в данной работе впервые описываются как формационные виды.

В мезоабиссальных условиях формируются ритмично слоенные интрузии, относящиеся к двум формационным видам: перидотит-пироксенит-норитовому и сиенит-габбровому. Габбро-анортозитовая формация, рассматривавшаяся ранее Ю. А. Кузнецовым [276] как «ассоциация габбро-лабрадоритов», сопровождающих формацию рапакиви, выделена в самостоятельный формационный вид В. Н. Мошкиным и И. Н. Дагелайской. Эта формация представляет собой, вероятно, докембрийский аналог формаций расслоенных интрузий.

Представителем габброидных ассоциаций, формирующихся в абиссальных условиях, является анортозитовая формация, характерная только для докембрийских складчатых областей и хорошо изученная в различных регионах мира.

К группе габброидных формаций нормальной щелочности следует отнести также габбро-плагиогранитовую формацию, выделенную Ю. А. Билибиным [47] в качестве интрузивного комплекса начальных этапов развития складчатых областей. Габбро-плагиогранитовая формация была описана также Ю. А. Кузнецовым [276], но он отмечал неясность в определении объема и границ этого формационного типа, подчеркивая, что габбро и плагиограниты малых тел, ассоциирующих с ультрамафитами «гипербазитовой» и «габбро-пироксенит-дунитовой» формаций, имеют сходство с аналогичными породами выделяемой им «плагиогранитной формации».

В данной работе габбро-плагиогранитовый формационный вид не описан, но анализ ряда интрузивных и вулканических формаций геосинклиналей показывает, что можно различать по

крайней мере три типа габбро-плагиогранитовых ассоциаций: а) габбро, габбро-диориты, диориты и плагиограниты, слагающие субвулканические тела среди вулканических толщ натриевых базальтов и липаритов и рассматривающиеся как субвулканическая фация этой полифациальной формации; б) габбро, диориты, плагиограниты, альбититы, образующие малые тела среди ультрамафитов альпинотипной дунит-перидотитовой формации, в составе которой они и рассматриваются в настоящей работе; в) габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, гранодиориты, распространенные в непосредственной связи с дунит-клинопироксенитовой формацией и выделяемые в самостоятельные, более молодые комплексы [175]. Эти образования, широко развитые на Урале, могут, вероятно, быть отнесены к габбро-плагиогранитовой формации, для которой в настоящей работе принято название «диорит-плагиогранит-габбровая» (см. рис. 1). Характерна пространственная и генетическая близость диорит-плагиогранит-габбровой формации к формации натриевых базальтов и липаритов, что устанавливается в ряде регионов [276, 626].

Группе щелочно-габброидных формаций свойственна тесная пространственно-временная и генетическая связь их разнофациальных членов, хотя отдельные комплексы этих формаций формировались в мезоабиссальных условиях и не сопровождаются вулканическими образованиями. Эта группа включает две щелочно-габброидные формации: одна с натриевой, другая — с калиевой специализацией щелочных пород.

В петрографической литературе щелочно-габброидная и щелочно-базальтоидная формации выделяются давно, при этом Ю. М. Шейнманн и Ф. Р. Апельцын [613] габброидную щелочную формацию подразделяли «на три субформации (независимо от количественных отношений щелочных и щелочно-земельных пород)»: 1) ортоклаз-базальтовую (в интрузивных комплексах — эссекситы, тефриты, фойдиты и щелочные граниты), 2) нефелин-базальтовую (натриевые габбро, базаниты, тешениты, ийолиты, уртиты, ювиты и щелочные сиениты), 3) лейцит-базальтовую (лейцитовые габбро, фергуситы, миссуриты, шонкиниты, монзониты, псевдолейцитовые сиениты и щелочные граниты). Среди этой группы габброидных формаций отмечаются магматические комплексы, занимающие промежуточное положение между формациями габброидов нормального ряда и щелочного. В значительной мере это относится к габброидной формации с натриевой специализацией щелочных пород.

В настоящей работе на основании состава ассоциаций и их строения в группе щелочно-габброидных формаций рассмотрено две: 1) щелочных (и субщелочных) габброидов, нефелиновых и щелочных сиенитов и их эффузивных аналогов (щелочных базальтоидов, фонолитов и трахитов); 2) щелочных и псевдо-

лейцитовых габброидов, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов и их эффузивных аналогов (лейцитовых базальтоидов, лейцититов, лейцитовых фонолитов и трахитов).

ГРУППА БАЗАЛЬТОВЫХ И ГАББРОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Формация натриевых базальтов *

К формации натриевых базальтов (ранее называвшейся «спилитовой» или «спилит-диабазовой») отнесены существенно мафические натриевые ассоциации повышенной и нормальной щелочности, с однородным строением, преобладанием подводных лавовых фаций и афировых структур пород. Такие ассоциации уверенно выявляются в геосинклинальных образованиях всех тектоно-магматических циклов начиная с байкальского. При этом доля соответствующих пород в объеме продуктов геосинклинального вулканизма неуклонно убывает преимущественно за счет сокращения площадей развития и относительной длительности периодов их образования.

Комплексы этой формации известны в байкалидах Урала [максютковский, мароинский, чувальский (Rf_3)] и Северного Тянь-Шаня [куперлисайский (Rf_2), тургень-аксуйский и др. (Rf_3)], в каледонидах Казахстана [ерементауский (V), джангабульский, балкыбекский и др. (ϵ_1), итмурундинский, уртыңжалский (ϵ_{1-2})] и Алтае-Саянской области [чингинский, актовракий и др. (ϵ_1)], в герцинидах Урала [молюдшорский, выйский (O_{2-3}), поляковский, мугоджарский, бетринский (S)], Южного Тянь-Шаня [Фергано-Кокшальская зона (S_2), Туркестано-Алайская зона ($S-D$ и C_1), Северо-Букантауская зона (C_1)] и Северного Памира (C_1); в альпидах Кавказа [зоны южного склона и Главного хребта (J_{1-2}), Севано-Акеринская и Мисхано-Зангезурская (K_2)] и Камчатки [африканский (K_2-P)].

Выходы пород, принадлежащих к комплексам этой формации, картируются в виде узких поясов (с отношением ширины к длине от 1:10 до 1:100); в зависимости от типа складчатых областей они либо вытянуты согласно с общим простираннем последних на тысячи километров (области линейного типа: Урал, Тянь-Шань), либо образуют неправильную сеть, в которой отдельные пояса базитов имеют протяженность не более сотен километров и часто подходят под прямым углом друг другу (области «мозаичного» типа: Казахстан, Алтае-Саянская). Такие пояса обычно тяготеют к границам структурно-формационных зон, интерпретируемым по геофизическим

* По Казахстану и Средней Азии материалы представлены А. Р. Квятковским и Ю. Л. Семеновым.

данным как глубинные разломы. Вдоль этих же границ располагаются массивы дунит-перидотитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций. Местами мелкие (2—3 м) линзовидные тела серпентинитов перемежаются с пачками базальтов или же те и другие породы слагают гигантскую брекчию; возрастные соотношения пород оцениваются неоднозначно.

По удалении от глубинных разломов как в направлении к примыкающим позитивным структурам, так и в сторону осей геосинклинальных прогибов рассматриваемая формация выклинивается, замещаясь в первом случае карбонатно-терригенной или натриево-липаритовой формациями и во втором — кремнисто-глинистой, андезит-базальтовой, натриевых базальтов — липаритов.

Образования, подстилающие комплексы натриевых базальтов, в большинстве случаев изучены слабо. В районах, непосредственно примыкающих к полосе распространения натриевых базальтов, часто обнажаются образования более древнего возраста, представленные трансгрессивной серией осадков (от конгломератов до карбонатных и кремнистых пород) мощностью несколько тысяч метров (ордовик западного борта Тагило-Магнитогорского синклинория Урала). Среди осадков встречаются в подчиненном количестве и пачки вулканогенных пород, отличающихся от типичных проявлений формации натриевых базальтов более высокой щелочностью и титанистостью (кокпельский, бардымский комплексы Урала) и дающих по составу всю серию переходов от формации натриевых базальтов к трахибазальтовой. В других случаях более древние образования представлены консолидированными породами кристаллического фундамента (мугоджарская часть восточного борта Магнитогорского синклинория, Юго-Западный Гиссар). Пока нет убедительных доказательств того, что эти образования подстилают формацию натриевых базальтов на всю ширину полосы ее развития; геофизические данные свидетельствуют об отсутствии гранитно-осадочного слоя под некоторыми эвгеосинклинальными прогибами [10].

Наряду с этим в ряде мест под толщей натриевых базальтов установлены метасоматические габброиды и габбро-амфиболиты, соответствующие по физическим свойствам породам «базальтового» слоя [270, 429, 430]. Такие соотношения позволяют предполагать, что появлению комплексов рассматриваемой формации предшествовало растяжение верхней части коры, иногда интенсивное ее прогибание, завершившееся ее раздвижением и образованием структур типа рифтов с океаническим строением коры. Именно в этом смысле можно согласиться с отнесением «спилитовой» формации внутриконтинентальных геосинклиналей к океанической стадии [430]. Образование пород этой формации в условиях океанической коры доказано для приокеанической (окраинно-континентальной) Камчатской гео-

синклинали мелового—палеогенового возраста. Формации натриевых базальтов здесь отвечает африканская серия Камчатского мыса, формировавшаяся непосредственно на дне океана на кристаллическом фундаменте, по составу и геофизическим характеристикам отождествляемом с «базальтовым» слоем [339]. По направлению к континенту, а также палеоподнятию океанического дна, охватывающего возвышенности Обручева и Императорские горы [238], формация замещается одновозрастной андезит-базальтовой формацией (кумрочский, низы кроноцкого комплекса).

В ходе развития подвижной области комплексы формации натриевых базальтов проявляются неоднократно, при этом масштаб ее разновозрастных проявлений неодинаков; изменяется также вещественный и фациальный состав продуктов вулканизма и ассоциирующих с ними осадков. В герцинидах Урала отмечается ее появление в ордовике, силуре, среднем и верхнем девоне и нижнем карбоне, причем разновозрастные пояса этой формации последовательно смещаются от границ Тагило-Магнитогорской зоны к ее осевой линии, что напоминает картину «растекания океанического дна». Отличие заключается в том, что между импульсами образования комплексов рассматриваемой формации наблюдается появление целого ряда иных вулканических формаций с большой долей андезитов и липаритов. Они следуют за натриево-базальтовой в постоянной последовательности, образуя вместе с нею временные ряды.

Обычно в конце формирования «спилитовых» толщ наблюдается смещение вулканических поясов в направлении к осевым частям прогибов, и формация натриевых базальтов сменяется натриево-базальт-липаритовой или андезит-базальтовой. В течение некоторого промежутка времени эти формации могут сосуществовать в соседних подзонах. Позже в подзонах, где формируются «спилитовые» толщи, процессы вулканизма затухают, уступая место осадконакоплению. Иногда в этих подзонах после формации натриевых базальтов имеют место проявления высокотитанистых щелочных базальтов калиевого или калиево-натриевого типа [эффузивы и туфы (D₂) в Фергано-Кокшальской и Туркестано-Алайской зонах Южного Тянь-Шаня, дайки и субвулканические тела в поляковской свите (S) Тагило-Магнитогорской зоны Урала]. Эти комплексы подчеркивают сходство зон проявления формации натриевых базальтов с некоторыми рифтовыми структурами; отмеченные особенности состава и подводные условия формирования щелочных базальтов позволяют также проводить аналогию с породами океанических островов.

Несмотря на отмечавшиеся элементы сходства в условиях проявления «спилитовой» формации, с одной стороны, и океанических базальтов — с другой, имеющиеся данные не позволяют принять гипотезу об образовании этой формации в пределах

срединно-океанических хребтов и последующем перемещении ее на огромные расстояния в зоны субдукции. Хотя в настоящее время комплексы рассматриваемой формации встречаются часто в аллохтонном залегании и породы их входят в состав офиолитового меланжа, ряд наблюдений противоречит представлениям о значительном перемещении их от места становления: а) тесная связь между зонами распространения комплексов формации натриевых базальтов и глубинными тектоническими структурами, выявляемыми геофизикой; б) унаследование некоторых провинциальных особенностей базальтов представителями более молодых формаций в том же регионе; в) присутствие даек, по составу отвечающих натриевым базальтам, в окружающих более древних образованиях; г) связь степени щелочности пород с положением их в пределах эвгеосинклинали. Меньше противоречий встречает трактовка формации натриевых базальтов как наиболее ранних проявлений недифференцированного базальтового вулканизма в зоне Беньофа, соответствующих периоду прогибания перед образованием островных дуг [204, 520].

Вулканогенные образования формации всегда перемежаются с осадочными породами, относительное количество которых в разрезе колеблется от 1—2 до 90%. Среди них главная роль принадлежит кремнистым образованиям, меньшее значение имеют тонкообломочные породы, часто с примесью углистого материала, наиболее редки песчаники и известняки. С увеличением доли осадочных пород меняется и характер последних за счет огрубления обломочного материала, увеличения количества известняков (рифогенных) и уменьшения кремнистых пород. Это дает основание выделять две разновидности комплексов натриевых базальтов, связанные серией переходов: кремнисто-вулканогенные (поляковский, мугуджарский комплексы — S) и вулканогенно-терригенные [зона Главного Кавказского хребта (J_{1-2})]. Первые ассоциируют с представителями дунит-перидотитовой формации и возникают в пределах троговых зон, вторые — по удалении от этих зон (на их «плечах») и связаны чаще с комплексами габбро-диабазовой формации. В обеих разновидностях относительное количество прослоев осадочных пород, а также крупность обломочного материала увеличиваются по направлению к участкам поднятий, где нередко распространены фации рифогенных известняков. Аналогичные изменения наблюдаются и в вертикальном направлении в верхах спилитовых толщ.

Толщи вулканогенных пород формации натриевых базальтов и ассоциирующих с ними осадков характеризуются большими, выдержанными по простиранию мощностями: 3,5—4 км для комплексов среднего девона Южного Тянь-Шаня и раннего карбона Северного Памира, 1—2 км для комплексов Урала и Алтае-Саянской области.

Фациальный состав пород формации очень своеобразен и отличается широким развитием шаровых (подушечных) лав, обилием силлов и даек, почти полным отсутствием туфов, относительно малой мощностью отдельных потоков при огромной мощности базальтовых толщ в целом, широким распространением гиадокластитов и вулканических стекол [209, 270, 606]. Гипабиссальные силлы и дайки распространены в формации натриевых базальтов чрезвычайно широко и местами полностью вытесняют вулканические фации. Характерны пакеты силлов и рои сближенных параллельных даек мощностью 0,5—2 м, прослеживаемые по простиранию на многие километры. Иногда несколько сотен даек сливаются в монолитные тела (мугоджарский комплекс). Туфы, по составу обломков соответствующие лавам, в комплексах натриевых базальтов очень редки. Породы, описываемые как «диабазовые туфы», обычно оказываются гиадокластитам или подушечными брекчиями, причем среди них выявлены разности с различной размерностью обломочного материала, в том числе аргиллитоподобные породы, состоящие из тончайших частиц вулканического стекла (африканский комплекс [594]). Иногда отмечаются пачки туфов и туффитов, обломочный материал которых представлен андезитами, липаритами, не встречающимися в виде лав. Палеогеографический анализ позволяет говорить об аллохтонной природе этого материала и связи его с вулканическими зонами, располагавшимися за пределами эвгеосинклинальных троговых зон [586, 594].

Все отмеченные фациальные особенности пород формации и ассоциирующих с ними осадков говорят о подводных условиях ее становления. Глубина бассейна чаще не превышала первых сотен метров.

В составе рассматриваемой формации кроме резко преобладающих базальтов установлены исландиты, пикриты, андезитобазальты, редко и в ничтожном количестве липариты. Исландиты впервые выявлены Н. А. Румянцевой в силурийском комплексе Мугоджар, где они составляют 15—20% от общего объема вулканических пород. Исландиты либо дают самостоятельные пачки подушечных лав, либо слагают лишь центральные части дифференцированных подушек, тогда как краевая зона подушек состоит из вариолитов и вулканического стекла основного состава. Исландиты встречаются также в виде даек и силлов; иногда они обособляются в висячем боку силлов, сложенных базальтами. Исландиты установлены также в составе комплексов (J_{1-2}) Малого Кавказа и зоны Главного хребта Кавказа, по химическим анализам можно уверенно говорить об их присутствии и в большинстве других комплексов.

Пикриты давно описаны в девонской «спилитовой» формации Западной Европы [658]; в последние годы они установлены в разновозрастных комплексах Тянь-Шаня [370, 409]: в Иньльчекской зоне (S_2), в Туркестано-Алайской (араванская,

сарталиинская свиты) и Баубашатинской зонах (D_{1-2}), в Атбашинской зоне (D_{2-3}) и предположительно в Нуратау-Туркестанской структурно-формационной зоне (C_1). Пикриты встречаются только на отдельных участках развития осадочно-вулканогенных толщ. Они слагают части базальтовых покровов, серии недифференцированных и дифференцированных силлов или небольшие дайкообразные и штокообразные тела с неясно выраженными секущими контактами. Наиболее крупные тела прослеживаются на 3—5 км в длину, при мощности до 200—500 м, однако чаще встречаются силлы протяженностью 30—100 м и мощностью до 10 м.

Петрографическая характеристика базальтов формации «спилитов» приводится во многих работах [606, 685 и др.]. Характерны преобладание разновидностей без вкрапленников с интерсертальной, реже толентовой структурой; широкое развитие скелетных и дендритовых форм кристаллов, свидетельствующее об условиях резкого охлаждения; близкая степень идиоморфизма пироксена и плагноклаза (связанная, по-видимому, с повышенной щелочностью расплава); преимущественное распространение рудных минералов в мезостазице, что указывает на их позднюю кристаллизацию. Менее типичны (но в отдельных комплексах преобладают) разновидности, содержащие микровкрапленники оливина, пироксена и плагноклаза и имеющие интерсертальную структуру основной массы. В силлах и дайках обычны породы с офитовой структурой («диабазы»); разновидности с пойкилитовой структурой встречаются исключительно редко.

Полевой шпат в базальтах обычно представлен альбитом, однако встречаются породы с лабрадором, в разной степени альбитизированным. Распространение альбитизированных пород подчиняется контурам геологических тел. Потоки, альбитизированные в разной степени, чередуются; часто альбитизация проявляется лишь в висячем боку силлов или в центральных частях подушек.

Среди темноцветных минералов в базальтах присутствуют клинопироксен (субкальциевый авгит) и оливин (последний только в недосыщенных кремнеземом и богатых магнием типах пород или в стекловатых разновидностях). Характерные признаки клинопироксена: субкальциевый характер, значительный дефицит кремнезема, низкое отношение Fe_2O_3/FeO . Кристаллохимическая формула типичных клинопироксенов: $Ca_{0,7-0,8}Fe_{0,15-0,30}^{2+}Mg_{0,8-0,9}Fe_{0,03-0,08}^{3+}Al_{0,15}Ti_{0,02-0,05}Si_{1,80-1,90}$. Главный тренд пироксена, сопряженный с «феннеровским» трендом в базальтах, выражается ростом содержаний железа, титана и марганца за счет кремния, кальция и магния [493].

Среди рудных минералов констатированы титаномагнетит, ильменит, гематит, хромит, пирит; резко преобладает титаномагнетит с содержанием TiO_2 до 20%.

Для базальтов и других пород характерны зеленокаменные изменения, связанные как с региональным метаморфизмом (зеленокаменной и более высоких фаций), так и с поздневулканической приповерхностной пропилитизацией. Во втором случае в породах сохраняются реликты основного плагиоклаза, альбит (ap_{7-10}) отличается непостоянной степенью упорядоченности, часто отрицательными углами $2V$. В этих породах минерал, обычно диагностируемый как хлорит, является смешанно-слоистым хлорит-монтмориллонитом, содержащим постоянно низкотемпературную воду (эндотермический эффект $100-200^{\circ}C$ на термограммах). В ряде случаев мезостазис пород представлен неизмененным вулканическим стеклом [494].

Исландиты благодаря обилию магнетита, придающего породам темную окраску, внешне похожи на базальты. Структура их напоминает «спилитовую» из-за сильно вытянутой, иглообразной формы главных породообразующих минералов — альбита (до 60%) и пироксена (20—30%). Однако в отличие от спилитов в интерстициях наряду с хлоритизированным стеклом встречаются равномерно рассеянные изометричные зерна кварца (до 20—30%), что в сочетании с обильным магнетитом определяет характерный облик этих пород. В тех случаях, когда исландиты дают самостоятельные тела (потоки или силлы), они содержат таблитчатые вкрапленники альбита размером до 5—6 мм (не более 5%). Вся порода пронизана игольчатыми скелетными кристаллами магнетита, образующего в наименее раскристаллизованных разновидностях почти сплошную решетку. В более раскристаллизованных породах кристаллы его имеют таблитчатую или изометричную форму, размер их до 0,02 мм в поперечнике. Пироксен исландитов отличается от пироксена натриевых базальтов («спилитов») значительно более высокой железистостью (ΣFe до 15%).

В составе пикритов установлены оливин-железистый хризолит (70—90%), титанистый авгит (3—15%), бурая роговая обманка (3—15%), сосюритизированный плагиоклаз (до 2%), биотит (до 2%), акцессорные титаномagnetит, сульфиды, апатит и сфен. Наиболее часто пикриты имеют порфиривидную или пойкилитовую структуры, определяемые либо крупными (2—5 мм), иногда соприкасающимися идиоморфными кристаллами оливина, либо вростками оливина в более крупных неправильных кристаллах моноклинного пироксена и амфибола. Структуры пикритов, особенно когда последние сложены зернами оливина одинакового размера, можно рассматривать как кумулятивные, происшедшие в результате осаждения ранее выделившихся кристаллов оливина и более поздней кристаллизации межзерновой жидкости.

Породы переходного состава — от пикритов к базальтам («диабазам») — содержат вкрапленники (70—90% объема породы) железистого хризолита, часто содержащего включения

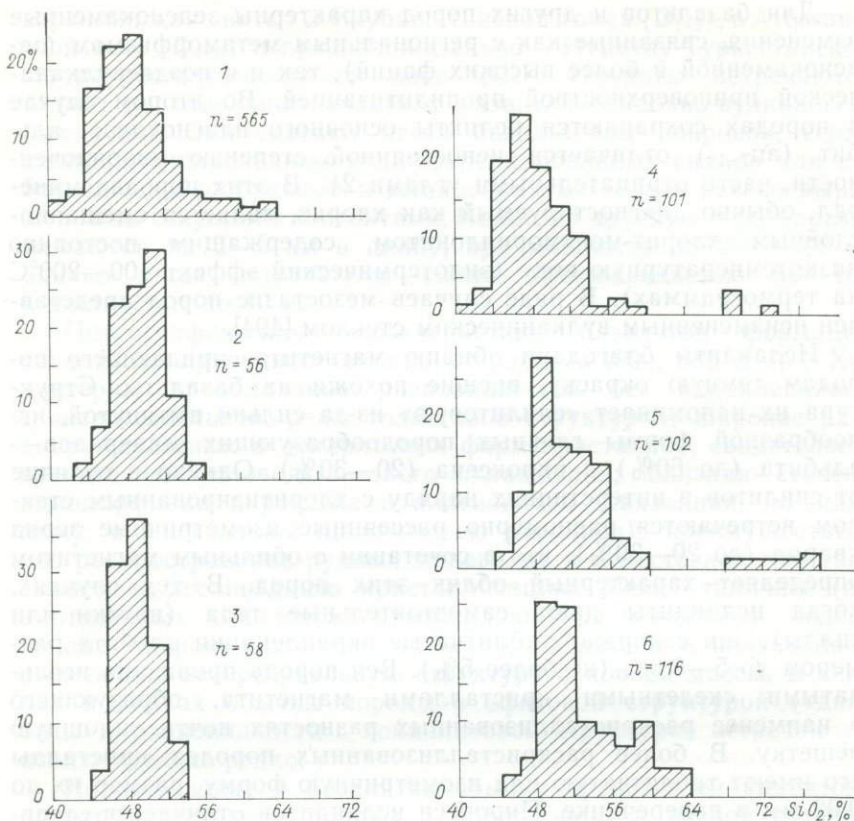


Рис. 16. Распределение SiO_2 в породах формации натриевых базальтов.

1 — общая гистограмма для разновозрастных комплексов СССР; 2—6 — гистограммы для комплексов: 2 — Северного Тянь-Шаня

(Rf), 3 — Чингиз-Тарбагатай (C₁), 4 — Алтай-Саянской области (C₁), 5, 6 — Урала (S; 5 — поляковского, 6 — мугоджарского).

раскристаллизованного стекла. Основная масса имеет офитовую структуру и состоит из мелких (0,1—0,2 мм) кристаллов моноклинного пироксена и основного плагиоклаза. В подчиненном количестве в основной массе встречаются бурая роговая обманка, биотит и титаномagnetит, а также редкие зерна сфена, апатита и сульфидов.

Главные петрохимические особенности пород формации, определяющие ее место в систематике: базальтовый (лейкобазальтовый) состав, натриевый характер щелочности, однородный вид распределения по основности и саличности; дифференциация в комплексах этой формации не проявлена или характеризуется «феннеровским» трендом.

Содержание SiO_2 в 90% всех имеющихся анализов пород колеблется в интервале 44—54%, а в 50% анализов — 45—50%.

Все комплексы характеризуются унимодальным распределением по SiO_2 со значением моды, варьирующим от 44 до 50% (рис. 16).

На диаграмме (рис. 17) около 70% точек химических анализов попадает в поле мафических пород (преимущественно в более лейкократовую часть его); остальные анализы соответствуют пикритам или породам средней меланократовости: андезито-базальтам и исландитам, которые дают серию переходов к базальтам. Наряду с этим в составе отдельных комплексов встречаются липариты. По соотношению SiO_2 и щелочей большая часть пород формации отвечает оливиновым базальтам, однако вследствие относительно высокой железистости они иногда обнаруживают в нормативном составе небольшое (до 5%) количество кварца. Менее распространены базаниты (с нефелином в норме).

По отношению $\text{K}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+0,7\text{K}_2\text{O})$ породы соответствуют натриевым типам (рис. 18). Лишь в комплексах, занимающих переходное положение к трахибазальтовой формации, доля K_2O в породах возрастает и часть пород попадает в поле «нормальных» (калиево-натриевых). В целом средние содержания K_2O в разных комплексах колеблются от 0,3 до 0,8, т. е. нижний предел приближается к верхнему для океанических базальтов.

Для пород формации характерно устойчивое низкое содержание Al_2O_3 (14—16%), причем наивысшие значения соответствуют позднегеосинклинальным комплексам нижнего карбона Урала и Южного Тянь-Шаня. Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ постоянно низкое (0,5—0,7), повышается до 0,8—1 лишь в породах повышенной щелочности. Аномальными являются базальты африканского комплекса, где это отношение равно 1,5.

Вариации состава пород в рамках отдельных комплексов можно проследить на примере мугоджарского комплекса, изучавшегося автором. Здесь отмечается два главных петрохимических тренда (рис. 19). Скачкообразные изменения состава лав между отдельными фазами вулканизма, заключающиеся в росте содержаний FeO и Fe_2O_3 за счет MgO , CaO и Al_2O_3 , связаны, по-видимому, с глубинной дифференциацией. Другой тренд, выявляемый внутри отдельных пачек и связанный с дифференциацией на месте или в подводящих каналах, выражается в росте содержаний SiO_2 , Na_2O , окисленности железа при неизменном TiO_2 , ΣFe и Al_2O_3 . Конечные продукты дифференциации этого типа полностью соответствуют петротипу исландитов, описанному в Исландии [654]; отличие заключается в аномально низком содержании K_2O , что естественно связать с натриевой спецификой формации в целом.

В отдельных комплексах устанавливается дифференциация базальтовой магмы в направлении образования более меланократовых пород; ее крайнее выражение — появление базальт-пикритовых ассоциаций, описанных выше на примере Южной

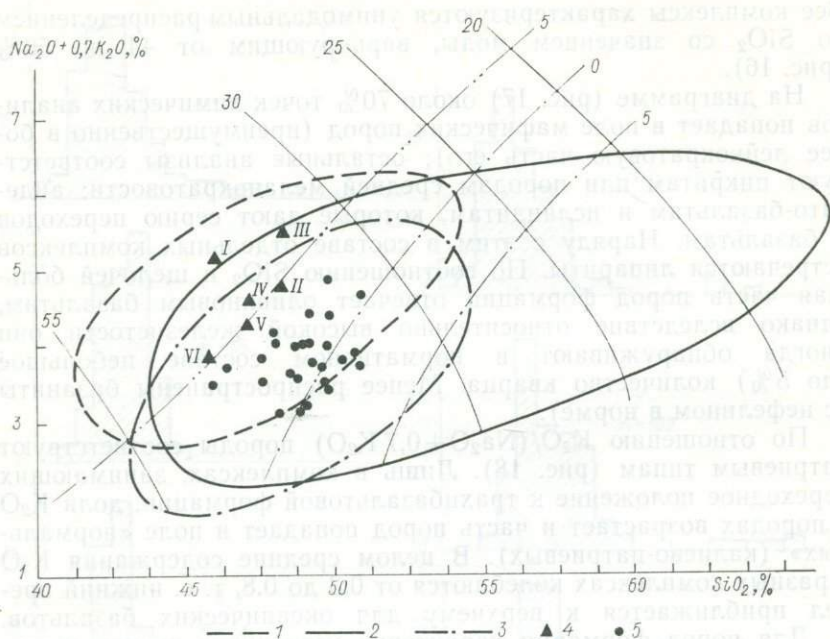


Рис. 17. Диаграмма составов пород формации натриевых базальтов.

1—3 — контуры роев точек отдельных анализов; 4, 5 — точки средних составов базальтов. Комплексы: 1, 4 — переходного к трахибазальтовой формации состава; раннекембрийские комплексы Актовракской (I) зоны Алтае-Саянской области, Чингиз-Тарбагайской (II) и Джунгаро-

Балхашской (III) зон Казахстана; малососвинский (IV) и бетринский (V) Урала, Фергано-Кокшальской зоны (VI) Южного Тянь-Шаня; 2 — мугуджарский (Урала), 3, 5 — прочие комплексы. Остальные обозначения см. на рис. 2.

Ферганы (рис. 20). Базальты этих ассоциаций (табл. 6, ан. 8) принадлежат недосыщенным разностям с оливином в норме. Главный тренд их типичен для феннеровского типа дифференциации. Вместе с пикрит-диабазами и пикритами они дают почти непрерывную серию пород с незначительным перерывом в интервале значений MgO 13—20%, причем серия в целом характеризуется тем же направлением изменчивости, что и ее базальтовые члены. По представлениям Ю. Л. Семенова, условия залегания пикритов, их порфировые или порфировидные структуры с участками раскристаллизованного стекла, включения пузырьков стекла в оливине свидетельствуют об их преимущественно эффузивном характере, а наличие равномернoзернистых кумулятивных структур указывает на образование в результате фракционно-гравитационной кристаллизации. Таким образом, все приведенные данные позволяют рассматривать пикриты как члены единого ряда пород формации натриевых базальтов, связанные с тем типом дифференциации базальтовой магмы, который свойствен формации в целом.

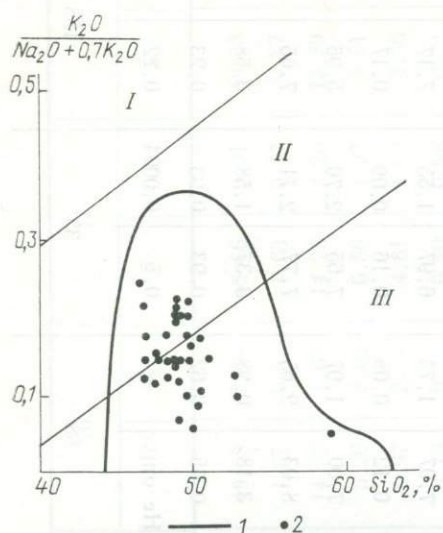


Рис. 18. Диаграмма типа щелочности пород формации натриевых базальтов.

1 — контур роя точек отдельных анализов; 2 — точки средних составов по комплексам. Поля: I — калиевых, II — калиево-натриевых, III — натриевых пород.

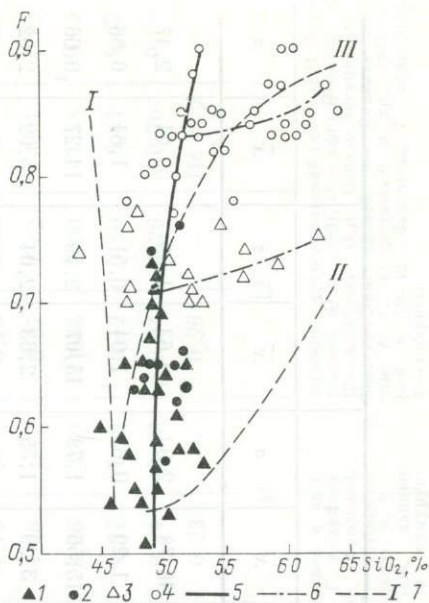


Рис. 19. Диаграмма F—SiO₂ пород мугджарского комплекса Урала.

1—4 — породы четырех последовательных пачек мугджарской свиты (снизу вверх); 5 — основной тренд дифференциации; 6 — тренды внутри двух верхних пачек; 7 — тренды дифференциации в сериях скергардской (I), Каскадных гор (II), гавайской (III), по Е. Ф. Осборну.

Сопоставление средних химических составов базальтов (табл. 6) показывает, что между разными комплексами наибольшие колебания содержаний (в 2—3 раза) испытывают TiO₂ и K₂O. Весьма существенно по сравнению с другими базальтовыми формациями меняется степень щелочности пород. Между изменениями указанных параметров иногда наблюдается согласованность: возрастание щелочности сопряжено с ростом содержаний TiO₂, K₂O и отношения K₂O/Na₂O. По этим признакам наиболее резко разделяются каледонские комплексы Алтае-Саянской области и Казахстана, с одной стороны, и герцинские Урала — с другой, что может отражать влияние различных факторов, в том числе эволюционной изменчивости, провинциальной специфики, типа подвижных областей (« мозаичного » в первом случае, « линейного » во втором). Более детальное изучение комплексов формации в рамках одной Тагило-Магнитогорской зоны Урала показывает, что изменение рассматриваемых признаков во времени имеет криволинейный характер: содержание TiO₂ и щелочность пород максимальны в наиболее ранних (O₁₋₂) и наиболее поздних (D₃—C₁)

6. Средний химический состав пород формации
натриевых базальтов, вес. %

114

Окислы	1		2		3		4		5		6	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	49,11	2,34	48,38	3,02	48,50	2,71	48,78	2,32	49,63	1,99	50,04	2,47
TiO ₂	1,43	1,00	1,74	0,79	2,06	0,81	1,29	0,65	1,04	0,51	1,64	0,66
Al ₂ O ₃	15,3	1,72	14,43	1,4	15,22	2,33	15,56	1,78	15,07	2,19	14,27	0,66
Fe ₂ O ₃	3,93	2,04	5,81	3,33	2,51	1,36	3,29	1,55	2,63	2,04	5,02	2,02
FeO	6,63	2,18	6,29	2,2	9,21	2,26	7,07	1,73	6,97	1,55	7,17	1,84
MnO	0,16	0,07	0,18	0,06	0,16	0,048	0,12	0,08	0,16	0,09	0,17	0,07
MgO	5,91	2,35	4,90	1,52	6,26	1,95	7,00	1,97	7,65	2,70	5,96	2,23
CaO	7,97	2,74	7,83	2,67	7,78	2,17	8,03	2,65	7,77	2,71	7,66	2,31
Na ₂ O	3,78	1,28	4,31	1,13	3,42	1,28	3,18	0,98	3,37	1,58	3,68	1,24
K ₂ O	0,96	0,68	0,73	0,97	0,79	0,48	0,65	0,62	0,93	0,93	0,23	0,40
P ₂ O ₅	0,26	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	0,5	0,0004	0,22	—
Количество анализов	37		33		43		88		35		158	

Продолжение табл. 6

Окислы	7		8		9		10		11		12	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	59,17	2,35	47,99	1,87	39,25	2,64	49,68	2,70	46,66	2,01	49,73	5,19
TiO ₂	1,75	0,54	1,71	1,13	0,81	1,28	1,67	0,87	1,63	0,47	0,87	0,43
Al ₂ O ₃	12,72	1,32	14,58	1,69	5,29	3,00	14,92	1,67	14,23	2,20	15,30	2,96
Fe ₂ O ₃	5,29	1,87	2,39	1,12	2,88	2,40	5,26	2,66	6,56	1,37	4,51	2,35
FeO	5,59	1,65	8,19	0,66	11,11	3,30	5,97	2,44	4,61	1,09	3,86	2,17
MnO	0,15	0,05	0,14	0,04	0,20	0,01	0,19	0,17	0,20	0,08	0,14	0,05
MgO	2,71	1,07	6,99	1,23	28,80	6,00	4,40	1,72	6,07	1,32	4,01	1,99
CaO	4,40	1,49	8,53	2,40	4,03	4,01	8,06	3,10	11,46	2,00	11,98	9,35
Na ₂ O	4,79	1,17	2,95	1,17	0,35	0,50	4,37	1,20	3,12	0,59	3,91	1,65
K ₂ O	0,24	0,47	0,86	0,63	0,16	0,22	0,74	0,98	0,54	0,26	0,76	0,58
P ₂ O ₅	0,34	—	Не опр.	—	Не опр.	—	0,23	—	0,26	—	Не опр.	—
Количество анализов	28		10		12		34		12		42	

Комплексы: 1 — еремантауский [317; данные Н. А. Пупышева и др., 1969 г.; Д. П. Аврова и др., 1974 г.], 2 — джангабульский, адылбекский, балкыбекский (там же), 3 — чингинский [212, 236, 443]; 4 — вуйский, малюдюрский (данные А. М. Зильбермана, Н. А. Румянцевой,

Ю. Д. Смирнова, К. Л. Шмелевой и др.), 5 — поляковский (данные М. Г. Калайтан, Н. А. Румянцевой, Т. И. Фроловой, В. С. Шарфмана и др.), 6, 7 — мугоджарский, (данные Н. А. Румянцевой), 8, 9 — араванский, саргалинский [439, данные Т. А. Додоновой и других], 10 — итмурун-

динский, уртынжалский (данные Н. А. Пупышева и др., 1969), 11 — африканский [594], 12 — комплекс (K₂) Севано-Акеринской и Мисхано-Зангезурской зон Кавказа (данные А. С. Остроумовой и др., 1973 г.), 1—6, 8, 10—12 — базальты, 7 — исландиты, 9 — пикриты.

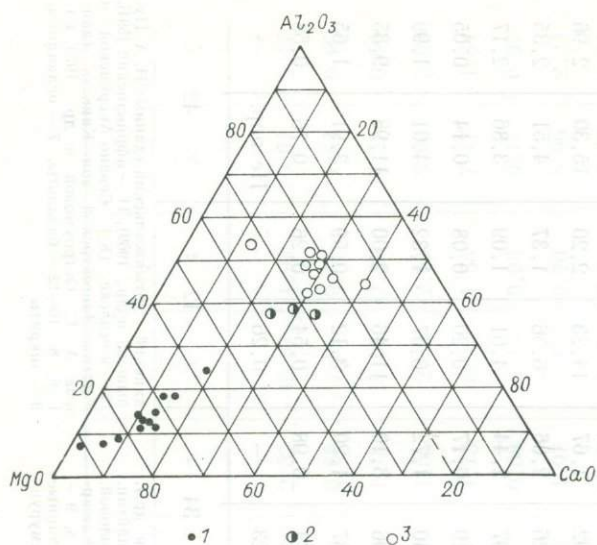


Рис. 20. Диаграмма пород пикрит-базальтового комплекса Южной Ферганы.

1 — пикриты, 2 — пикрит-диабазы, 3 — базальты.

проявлениях формации и имеют наиболее низкие значения в комплексах силура. Масштаб распространения комплексов, а также степень мобильности зон вулканизма, наоборот, достигают в силуре максимума. В отдельных комплексах отмечается заметное возрастание содержания TiO_2 и степени щелочности по мере удаления от центральных частей эвгеосинклинали в сторону консолидированных структур байкалид. Все это дает основание связывать уменьшение щелочности и титанистости пород формации натриевых базальтов с увеличением масштабов плавления и повышением уровней генерации магм.

Породы формации характеризуются кларковыми или слегка превышающими кларк содержаниями циркония, ниобия, редких земель, тогда как содержание рубидия, стронция, бария в них резко понижено. По содержанию этих элементов (табл. 7), а также их соотношениям между собой, используемым для построения различных дискриминационных диаграмм (рис. 21), можно заключить, что породы формации имеют большее сходство с базальтами океанического дна, чем с базальтами континентов, островных дуг и океанических островов, или занимают промежуточное положение между базальтами океанического дна и континентов.

Содержания в базальтах рассматриваемой формации главных компонентов колчеданных руд — меди, цинка, свинца, кобальта — близки кларку и не отклоняются от него более чем в 2 раза. При этом содержание меди не ниже, чем в главнейших колчеданосных комплексах формаций натриевых базальтов — липаритов и базальт-андезит-липаритовой, а иногда и выше его [545]. Содержание никеля, хрома, ванадия также

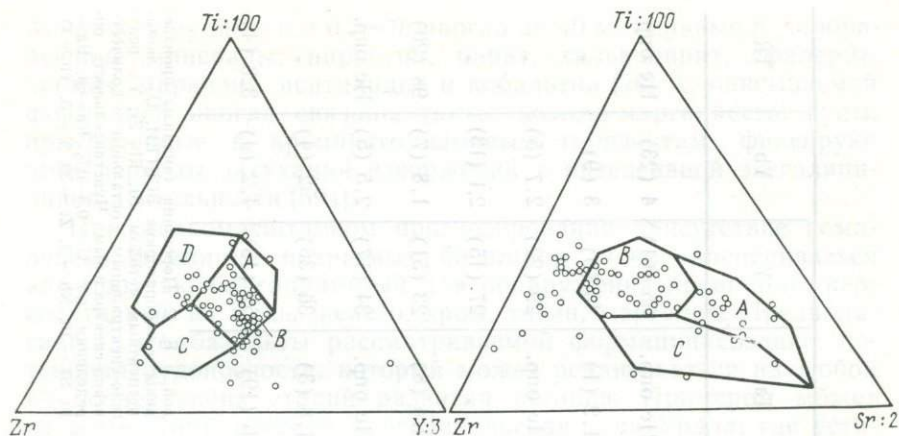


Рис. 21. Диаграммы составов пород комплексов натриевых базальтов (O—S) Урала.

Поля: А — толеитов вулканических дуг, В — базальтов океанического дна, С — известково-щелочных базальтов вулканических дуг, D — базальтов континентов и океанических островов [676].

приближается к кларковому, несколько превышая его лишь в разностях, переходных к пикритам.

Металлогеническая продуктивность формации натриевых базальтов невысока. Иногда с комплексами формации связаны колчеданные рудопроявления и мелкие месторождения гидротермально-осадочного типа [комплексы (С₁) Чингиз-Тарбагатай; мугоджарский (S) комплекс Урала; комплекс (J₁₋₂) восточной части Главного хребта Большого Кавказа]. Колчеданные рудопроявления и месторождения представлены прожилково-вкрапленными, реже сплошными (в виде мелких линз) рудами, приуроченными к зонам дробления и расщепления, узлам пересечения разломов. Часто оруденению подвергаются гиалокластиты, выполняющие межподушечное пространство или слагающие самостоятельные тела, а также осадочные (глинистые и кремнистые) породы, перемежающиеся с базальтами. Состав руд: медноколчеданный, серноколчеданный с примесью меди, колчеданно-полиметаллический [163]. В целом перспективы колчеданности формации натриевых базальтов по сравнению с более дифференцированными геосинклинальными формациями оцениваются невысоко. Предполагается, что именно степень дифференциации формаций является важнейшим фактором, определяющим вероятность и масштабы оруденения [545, 641].

Особую группу среди колчеданных представляют медно-кобальтовые месторождения, проявляющиеся в эффузивах на контакте их с серпентинизированными ультрамафитами или внутри последних на некотором удалении от контакта. Это жиллообразные залежи, шпирьы, гнезда, зоны вкрапленности.

7. Среднее содержание малых элементов в базальтах различных формаций Урала, г/т

Формация	U	Ba	Sr	Rb	Zr	Nb	Ta	Y	Yb	TR
1	0,66 (46)*	150 (14)	210 (61)	12 (61)	165 (61)	15 (23)	Не опр.	55 (61)	4 (23)	Не опр.
2	0,55 (20)	360 (6)	365 (51)	12 (51)	168 (51)	Не обн. (9)	1,2 (1)	43 (9)	3 (9)	"
3	0,95 (20)	130 (3)	202 (22)	9 (22)	106 (22)	Не опр.	Не опр.	29 (22)	2,7 (5)	"
4	0,78 (11)	273 (13)	438 (15)	22 (15)	73 (15)	Не обн. (13)	"	27 (15)	2,1 (13)	"
5	1,3 (7)	607 (7)	910 (51)	46 (51)	92 (51)	10 (8)	0,4 (8)	23 (51)	1,8 (7)	98 (20)
6	1,2 (5)	1548 (5)	375 (17)	28 (17)	189 (17)	21 (5)	Не опр.	34 (17)	2,5 (5)	Не опр.
7	Не опр.	185 (4)	380 (36)	11 (36)	260 (36)	40 (4)	1,8 (3)	36 (36)	2 (4)	"
8	"	710 (5)	744 (46)	28 (46)	419 (46)	134 (5)	6 (19)	52 (46)	4,2 (4)	328 (4)

Формации: 1 — натриевых базальтов (бардымский, поляковский, мугоджарский комплексы), 2 — натриевых базальтов-липаритов (березовский), 3 — базальт-андезит-липаритовая (блявинский), 4 — андезит-базальтовая (малоуказарский, именновский), 5 — калиевых базальтов-трахитов (нязин-

ский, туринский), 6, 7 — трахибазальтовая (6 — навышенский, 7 — шпалорезовский), 8 — трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая (дворецкий). Цифры в скобках — число проб. Содержания Ta и TR — из работ Л. С. Бородина, В. Г. Кориневского и др. Остальные данные Н. А. Румянцевой и Е. Е. Порошина (анализы произведены в лабораториях ВСЕГЕИ, U — люминесцентным методом; Sr, Rb, Zr, Y — рентгено-спектральным, остальные — количественно-спектральным. Чувствительность определения, г/т: U — 0,3—0,5, Rb — 3, Ba — 10, Sr — 10, Nb — 3, Zr — 30, Y — 3, Yb — 1)

* Количество определений.

Мощность рудных тел 0,5—9, иногда до 40 м. Главные рудообразующие минералы: пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит, хромит, марказит, пентландит и кобальтин [70]. С описываемой формацией иногда связаны также железо-марганцевые руды, приуроченные к кремнисто-яшмовым горизонтам, фиксирующим периоды затухания извержений и интенсивной эксгальциантной деятельности [594].

При мелкомасштабном прогнозировании присутствие комплексов формации натриевых базальтов может расцениваться как признак, благоприятный для обнаружения провинций, перспективных на медь, железо, хром, титан, марганец. Предполагается, что базальты рассматриваемой формации создают потенциал рудоносности, который может реализоваться на любой из последующих стадий развития региона. Примером может служить Домбаровская колчеданосная зона Урала, где устанавливается несколько эпох образования руд. Наиболее ранние рудопроявления связаны с формацией натриевых базальтов; становление каждой последующей формации: натриевых базальтов—липаритов (D_{1-2e}), базальт-андезит-липаритовой (D_{2g}), габбро-диорит-плагногранитовой (D_{2-3}), гранитовой (PZ_3) — также сопровождается образованием колчеданных руд или их регенераций. Одновременно меняется механизм рудоотложения от гидротермально-осадочного (в комплексе натриевых базальтов) через гидротермально-метасоматический к гидротермальному, убывает доля меди в рудах, изменяются масштабы оруденения [545].

Формация натриевых базальтов — липаритов

К формации отнесены вулканогенные ассоциации, состоящие из пород двух семейств: мафических и салических (при отсутствии или крайне незначительном развитии пород среднего состава), преимущественно с нормальной и повышенной щелочностью натриевого типа всех членов. Первоначальное ее название — «спилит-кератофировая» [658]. Позднее с учетом особенностей химизма она была названа «контрастной натриевого ряда» [630, 545] или «спилит-натриево-липаритовой» [490]. В настоящей работе формация понимается в более широком объеме и включает ассоциации как нормальной степени щелочности («спилит-натриево-липаритовая»), так и субщелочные («базальт-трахилипаритовая») [490]. Тем не менее различия между «крайними» членами этой непрерывной по составу серии комплексов, в частности различия в их металлогении, заставляют нас в ряде случаев давать раздельную их характеристику в сравнительном аспекте.

Комплексы описываемой формации известны в каледонидах Алтае-Саянской [сарызаская, алтинская, березовская, мундыбашская, нижнемонокская свиты (C_{1-2}); арничевская,

китатская, тайменская свиты (ϵ_3 — O_1) [35, 36, 236] и Казахстанской [бошекульская свита (ϵ_1)] складчатых областей; в герцинидах Урала [рудоносная Тагильского прогиба (S_1), карамалыташская (D_2), березовская свиты (C_1) и комплекс (C_1) Ир-гизского синклинория] и Северного Кавказа [комплексы (D_2) Тоханской и Джантинской зон] [620] и в других эвгеосинклиналях.

Комплексы описываемой формации приурочены к крупным эвгеосинклинальным прогибам, как раннегеосинклинальным (Северо-Саянский, Тагило-Магнитогорский), так и позднегеосинклинальным (прогибам второй генерации), заложенным после частной инверсии на жестких структурах типа срединных массивов (раннекаменноугольные Кизило-Уртазымский и Ир-гизский прогибы Урала).

Отмечается связь комплексов с зонами неустойчивого тектонического режима, где длительное прогибание на ранних этапах развития сменяется относительными поднятиями [421, 577]. На ранних стадиях развития герцинид Урала (S_1) комплексы формации натриевых базальтов—липаритов развиты в тех же структурно-формационных зонах, что и предшествующие ей комплексы натриевых базальтов, но несколько смещены от глубинных разломов в направлении к осевым частям прогибов. На пересечении вулканических зон с субширотными структурами, интерпретируемыми как унаследованные антиклинорные участки субстрата [353], комплексы формации постепенно сменяются представителями базальт-андезит-липаритовой формации. В ходе развития вулканизма за этими комплексами следуют комплексы андезит-базальтовой или базальт-андезит-липаритовой формаций. В прогибах второй генерации и в салычско-фемических геосинклиналях с комплексов формации натриевых базальтов—липаритов, развитых вдоль глубинных разломов, начинается развитие вулканической деятельности [березовская (C_1), нижнемонокская (ϵ_1) и другие свиты] с последующим замещением их образованиями андезит-базальтовой формации.

В течение геосинклинальной стадии тектоно-магматического цикла комплексы описываемой формации проявляются неоднократно [карамалыташская (D_2), березовская (C_1) свиты Магнитогорского синклинория], причем по мере омоложения степень контрастности пород комплексов увеличивается. Устанавливается определенная связь строения комплексов формации с тектоническим режимом разных частей структурно-формационных зон [253, 421, 575]. Части прогибов, имеющие тенденцию устойчивого прогибания, характеризуются мощными толщами эффузивов основного состава, образовавшимися в условиях трещинных спокойных излияний магмы (выдержанность потоков по простиранию, устойчивый однородный состав их, отсутствие локальных раздувов и незначительное количество пирокластов). Временная консолидация блоков приво-

дит к смене состава продуктов извержений с основного на кислый с одновременным увеличением доли пирокластических и осадочных пород. Такая направленность (гомодромная — в раннегеосинклинальных и антидромная — в позднегеосинклинальных вулканических комплексах Урала) может проявляться неоднократно на протяжении становления пород формации [253, 421, 575], что вызывает перемежаемость продуктов кислого и основного состава.

Преимущественно трещинные излияния базальтов, линейная конфигурация вулканических полей, вытянутых вдоль тектонически ослабленных зон, наличие дайкового комплекса основного состава свидетельствуют о растяжении земной коры в период образования мафических членов. Увеличение пирокластических продуктов основного состава и степени порфировости последних, а также появление извержений центрального типа на завершающих этапах становления формации говорят о затрудненном подъеме магмы на поверхность, по-видимому, в условиях сжатия [490].

Формирование вулканитов основного состава происходит в условиях некомпенсированного прогибания, тогда как наличие среди кислых пород «красноцветных» изменений, «сваренных» туфов и игнимбритоподобных образований, имеющих локальное распространение [232], свидетельствует о формировании их в условиях компенсированного и перекомпенсированного прогибания. Омоложение прогибов в полициклических складчатых областях приводит к смене морских и прибрежно-морских фаций на более мелководные, в редких случаях наземные. В этом же направлении значительно увеличивается доля терригенно-осадочных пород, ассоциирующих с эффузивами, и меняется их состав от кремнисто-глинистых с редкими прослоями песчаников и известняков до преимущественно известковисто-терригенных с небольшим количеством тонкоотмученных частиц.

Внутреннее строение комплексов (рис. 22) характеризуется резкой изменчивостью мощностей, фаций и состава вулканитов (на основании анализа материалов М. Б. Бородаевской, Ю. С. Каретина, П. Ф. Сопко, Т. И. Фроловой, Г. И. Чайко и других). Поля распространения меняют свою конфигурацию от линейной (длина 100—600, ширина 2—30 км) вблизи глубинных разломов [нижнемонокская свита (ϵ_1) Западного Саяна] до изометричной (площадь до 100—150 км²) в районах проявления поперечных структур фундамента. Мощности вулканогенно-осадочных толщ резко возрастают от раннегеосинклинальных (S_1 , D_2 Урала) комплексов (1—2 км) к позднегеосинклинальным (S_1 Урала), достигая 3—4 км при одновременном сокращении площадей распространения.

В строении комплексов формации участвуют преимущественно базальты и липариты (доля последних колеблется от

40—50 до 5—7%), однако иногда породы дацитового состава составляют от 8 до 30% объема вулканических продуктов.

В целом для раннегеосинклинальных комплексов (рис. 23) отмечаются приуроченность кислых вулканитов к верхним частям разрезов и преобладание среди них субвулканических и эффузивных фаций над пирокластическими при более широком развитии субвулканических тел на завершающем этапе становления формации. Размещение кислых пород на площади контролируется вулканическими постройками центрального типа, не имеющими самостоятельного значения и участвующими в строении крупных базальтовых вулканов, достигающих в диаметре 10—15 км (рис. 22).

В позднегеосинклинальных комплексах Урала (C_1) вулканические аппараты, поставляющие кислый материал, развиваются непосредственно на предшествующих терригенно-осадочных отложениях зилаирской свиты [510].

Типичными фациями базальтов являются лавовые потоки шаровой или массивной текстуры, пачки гиалокластитов, дайки, силлы и штоки. Наиболее распространенными лавами раннегеосинклинальных комплексов являются шаровые, часто составляющие отдельные пачки (до 100—300 м) и чередующиеся с пачками маломощных потоков массивных лав и гиалокластитов. В позднегеосинклинальных комплексах возрастают доля и мощность массивных потоков. Намечается определенная связь строения массивных потоков с их составом: более основные и магнезиальные породы образуют однородные потоки, железистые базальты и исландиты—миндалекаменные. Доля гиалокластитов не превышает первых процентов. Они слагают отдельные пачки мощностью до десятков метров и тесно связаны с шаровыми лавами, иногда замещающая их по простиранию. Пирокластические породы основного состава, незначительные по объему, подразделяются на прижерловые (глыбовые и грубообломочные) и удаленные от жерла (мелко- и тонкообломочные), как правило, с примесью осадочного материала. Гипабиссальные тела различаются по мощности (0,5—6 м — дайки и от единиц до десятков метров — силлы) и по структуре слагающих пород (афировые — дайки, порфиоровые — силлы).

Среди кислых пород выявлены эффузивные (лавовые потоки, туфы, игнимбриты) и субвулканические (силлы, дайки, штоки, купола) фации. Первые приурочены к нижним частям разрезов, последние — к верхним. Мощности потоков 5—70 м. Выдержанность их по простиранию и незначительная мощность свидетельствуют о невысокой вязкости кислых лав, что, возможно, связано с перегревом расплава. Выделяются как глыбовые и грубообломочные, так и мелкообломочные, удаленные от центра извержения, пирокластические фации. Широко распространены туфы смешанного состава (мощность прослоев 300—400 м).

Рис. 23. Разрезы комплексов формации натриевых базальтов-липаритов: а — нижнемонокская C_1 , б — березовская C_1 свиты.

Условные обозначения к разрезам вулканических комплексов формаций мафического семейства (рис. 23, 33, 37, 45).

Эффузивные породы: 1 — пикриты, 2 — авгититы, лимбургиты, 3 — базальты (нерасчлененные), 4 — высокомагнезиальные базальты, 5 — высокожелезистые базальты, 6 — трахибазальты, 7 — андезито-базальты, 8 — трахиандезито-базальты, 9 — андезиты, 10 — исландиты, 11 — трахиандезиты, 12 — трахиты, 13 — липариты, 14 — высокожелезистые липариты, 15 — трахилипариты.

Вулканогеннообломочные породы (знак накладывается на знак состава пород).

Лавокластические: 16 — гиалокластиты, 17 — лавовые брекчии.

Пирокластические: 18 — мелко- и среднеобломочные туфы (<2 мм), 19 — крупнообломочные туфы (2—10 мм), 20 — вулканические брекчии (>10 мм), 21 — витрокластические туфы разной размерности.

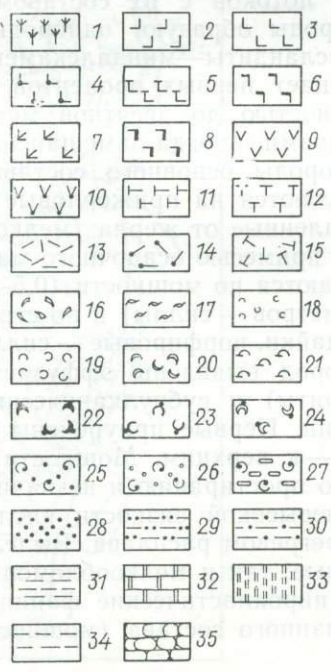
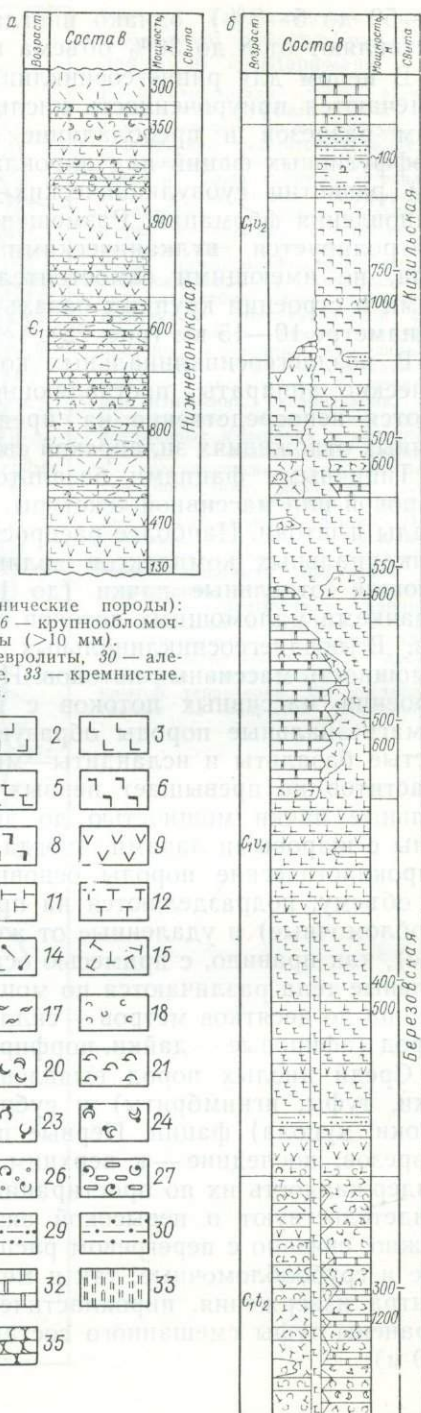
Вулканогенно-осадочные (водоотложенные породы, представляющие собой смесь осадочного и пирокластического материала):

22 — мелко- и среднеобломочные туффиты (<2 мм), 23 — крупнообломочные туффиты (2—10 мм), 24 — туффито-брекчии и туффито-конгломераты (>10 мм).

Вулканомиктовые (водоотложенные вулканические породы): 25 — мелко- и среднеобломочные (<2 мм), 26 — крупнообломочные (2—10 мм), 27 — брекчии и конгломераты (>10 мм).

Осадочные породы: 28 — песчаники, 29 — алевролиты, 30 — алевропелиты, 31 — аргиллиты, 32 — карбонатные, 33 — кремнистые.

Типы лав: 34 — массивные, 35 — подушечные.



Особого внимания заслуживают потоки миндалекаменных высокожелезистых липаритов, проявляющиеся в антидромной последовательности с мафическими породами березовской свиты и составляющие до 1% объема излившихся масс [461]. В раннегеосинклинальных комплексах формации аналогичные по составу липариты представлены в субвулканических фациях [63, 266].

Отмечается определенная связь формы субвулканических тел с составом кислых пород: слабопорфировые дациты слагают силло- и дайкоподобные тела мощностью до 200 м и протяженностью до 1—2 км, плагиоклазовые липарит-дациты и дациты — дайки, мелкопорфировые кварц-плагиоклазовые липариты с фельзитовым базисом — небольшие по размеру тела и штоки, средне- и крупнопорфировые кварц-плагиоклазовые липариты — штоки и силлы. Размеры и форма субвулканических тел имеют принципиальное значение, поскольку являются важной геологической предпосылкой при прогнозировании на медно-колчеданные месторождения.

Принадлежащие к формации основные породы отличаются преобладанием афировых и мелкопорфировых структур. Менее распространены крупнопорфировые разновидности, характерные для поздних излияний базальтов или для силлов. Структуры основной массы меняются от долеритовой и пойкилоофитовой, развитой в центральных частях мощных потоков и субвулканических тел, до стекловатых в быстро застывших приконтактных частях тел.

Парагенез первичных минералов афировых базальтов однообразен: оливин, плагиоклаз, клинопироксен, титаномагнетит, ильменит (перечислены в порядке последовательности выделения). Они заключены в вулканическом стекле. Для раннегеосинклинальных, существенно натриевых и насыщенных кремнеземом базальтов характерно широкое развитие альбита и почти полное отсутствие ильменита. В недосыщенных кремнеземом калиево-натриевых породах резко увеличивается количество ильменита и уменьшается степень альбитизации плагиоклаза и окисленности магнетита при сохранении порядка кристаллизации минералов. В случае значительной дифференциации основных магм от магнезиальных через железистые базальты к исландитам (березовская и нижнемонокская свиты) меняется как порядок выделения породообразующих минералов в сторону более раннего выделения титаномагнетита и клинопироксена в железистых базальтах и исландитах, так и состав их вплоть до исчезновения отдельных минералов (оливин в исландитах).

Согласованные изменения состава клинопироксенов, титаномагнетитов, ильменитов и вмещающих их пород в процессе дифференциации последних от магнезиальных базальтов до исландитов показывают, что увеличение железистости, титанистости

и щелочности расплава за счет MgO и Al_2O_3 и в меньшей степени CaO вызывает рост железистости и титанистости за счет MgO и SiO_2 в клинопироксенах и уменьшение железистости титаномагнетитов и ильменитов за счет TiO_2 . Состав плагиоклазов меняется от ap_{70-72} в магнезиальных базальтах до ap_{42-46} в исландитах, что сопряжено с увеличением концентраций Na_2O , K_2O , SiO_2 , TiO_2 , MnO , Fe_2O_3 и уменьшением CaO , MgO и Al_2O_3 в породах, не подверженных альбитизации. Существенно альбитовый характер плагиоклазов в породах раннегеосинклинальных комплексов большинство исследователей [79, 494] объясняет позднематической альбитизацией первоначально основного плагиоклаза, что подтверждается значительной неупорядоченностью альбитов и обнаружением реликтов основного плагиоклаза в альбитизированных базальтах.

Клинопироксены, являющиеся основными породообразующими минералами афировых базальтов (от 0—2 до 20—30% объема породы), относятся к группе авгитов—субкальциевых авгитов. Эти минералы базальтов позднегеосинклинальных комплексов отличаются от раннегеосинклинальных повышенными концентрациями CaO , TiO_2 , Na_2O , K_2O и пониженными FeO , Fe_2O_3 , SiO_2 , что связывается главным образом с падением насыщенности пород кремнеземом [493].

Количество железо-титановых окислов (титаномагнетита 17—25% TiO_2 , ильменита 39—47% TiO_2) колеблется от 2—4% в магнезиальных базальтах и исландитах до 8—12% объема породы в железистых базальтах.

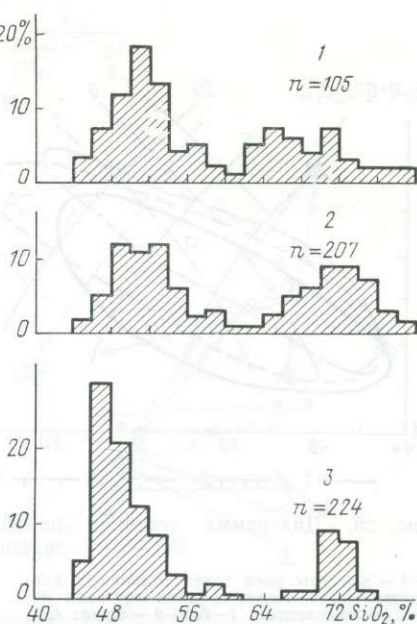
Порфиновые базальты содержат до 10—15% вкрапленников оливина, клинопироксена, магнетита и плагиоклаза и отличаются от афировых базальтов более слабой раскристаллизацией основной массы, пониженной титанистостью магнетита (4—2% TiO_2), свидетельствующей о более высоком давлении летучих в расплаве, более высоким содержанием анортита в плагиоклазе и повышенными концентрациями SiO_2 , MgO , CaO при более низких FeO , TiO_2 , MnO в клинопироксенах.

Среди салических пород формации выделяются два типа: нормальной железистости и высокожелезистые. Железистые липариты отличаются присутствием единичных вкрапленников плагиоклаза или их полным отсутствием, широким развитием миндалекаменных текстур и интерсертально-гранофировых структур и обилием магнетита с растянутым периодом кристаллизации. Поздний магнетит приурочен к краевым частям миндалин, где он ассоциирует с низкотемпературными кварцем и серицитом.

Салическим породам нормальной железистости свойственна большая пестрота минерального состава. Минеральные парагенезисы вкрапленников характеризуются лейкократовым составом при ограниченном распространении темноцветных (клинопироксен, роговая обманка), составляющих не более 1—2%

Рис. 24. Распределение SiO_2 в породах формации натриевых базальтов—липаритов.

Комплексы Урала: 1 — «рудноносной» свиты Тагильского синклиория (S_1); 2 — карамалыташской (D_1), 3 — березовской свиты (C_1).



объема пород, или даже полном их отсутствии (березовская свита). Увеличение основности пород (от липаритов до дацитов) приводит к большему разнообразию парагенезисов вкрапленников, к росту количества темноцветных минералов в их составе (карамалыташская свита) и к уменьшению количества вкрапленников кварца. С увеличением калиевости во вкрапленниках и основной массе пород появляется калиевый полевой шпат.

Структуры основной массы описываемого типа пород зависят как от состава расплава (стекловатые, сферолитовые и фельзитовые — в пересыщенных кремнеземе, микролитовые, пилотакситовые и призматическizerнистые — в более основных породах), так и от условий кристаллизации (микропегматитовые и гранофировые — в субвулканических, стекловатые — в эффузивных фациях).

Зеленокаменные преобразования салических пород в раннегеосинклинальных комплексах заключаются в девитрификации и перекристаллизации, затрагивающих главным образом основную массу, причем процессам изменения в большей степени подвержены липариты, чем дациты и липарито-дациты. Структуры перекристаллизации — в основном метасферолитовая, микрофельзитовая и микропойкилобластовая.

Главной петрохимической особенностью формации натриевых базальтов—липаритов является бимодальный характер распределения пород по основности. Выделяются две

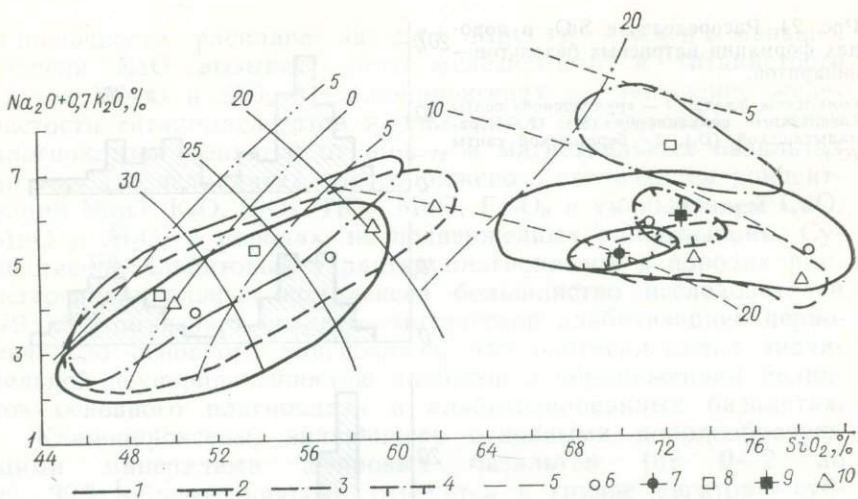


Рис. 25. Диаграмма составов пород формации натриевых базальтов—липаритов.

1—5 — контуры роев точек отдельных анализов; 6—10 — точки средних составов пород по комплексам. 1—4, 6—9 — Урал: 1, 2, 6, 7 — комплексы в составе «рудноносной» (S_1), карамалыташской (D_2), 3, 4, 8, 9 —

березовской (C_1) свит, из них 2, 4, 7, 9 — железистые липариты; 5, 10 — Алтай-Саянская область, нижнемонокская свита (C_1). Остальные обозначения см. на рис. 2.

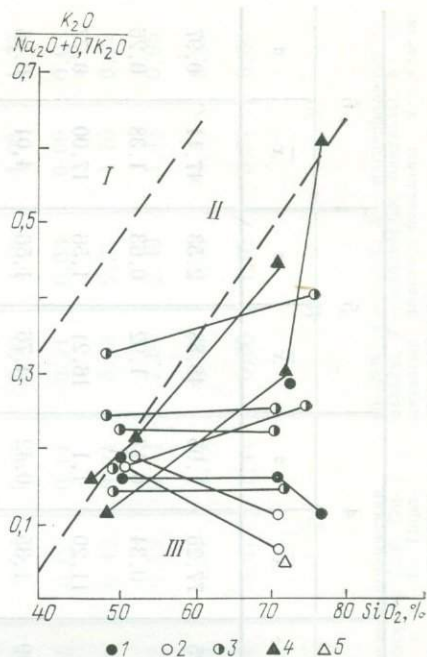
группы: преобладающие мафические и салическо-мафические (44—60% SiO_2) и салические (62—84% SiO_2). Положение максимумов на кривой распределения SiO_2 варьирует в интервалах 44—54 и 65—77%. Интервал 54—65% SiO_2 характеризуется лишь единичными анализами. При этом на Урале устанавливается, что от силурийских комплексов к среднедевонским и далее к каменноугольным максимум для базальтов последовательно смещается от 48—52 к 44—48% SiO_2 , тогда как для кислых пород положение максимума остается постоянным (рис. 24). Среди мафических пород выделяются существенно магнезиальные (до 40—60% объема), железистые базальты (10—20%) и железистые андезиты — исландиты (10—15% объема).

По степени щелочности состав базальтов различных комплексов, входящих в описываемую формацию, меняется от субщелочных до нормальных (рис. 25). Базальты раннегеосинклинальных комплексов областей фемического типа (S_1 — D_2 Урала) попадают в область насыщенных, позднегеосинклинальных (C_1 Урала) — недосыщенных кремнеземом пород, а базальты раннегеосинклинальных комплексов геосинклиналей фемическо-салического типа занимают промежуточное положение.

По типу щелочности (рис. 26) все средние составы в исследуемых комплексах попадают в поле существенно натриевых пород или вблизи линии, разграничивающей поля натриевых

Рис. 26. Диаграмма типа щелочности пород комплексов формации натриевых базальтов—липаритов.

1—4 — базальты, липариты и трахилипариты, 5 — липариты повышенной железистости. 1—3 — раннегеосинклинальные (1 — Урала, 2 — Северного Кавказа, 3 — Алтае-Саянской области), 4 — позднегеосинклинальные комплексы Урала. I—III — см. на рис. 18.



и калиево-натриевых пород. Отношение $K_2O/(Na_2O + 0,7 K_2O)$ как в базальтах, так и в кислых породах повышается от комплексов, развитых в фемических складчатых областях, к салическо-фемическим. При этом салические члены формации не имеют в отношении степени и типа щелочности четкой унаследованности от мафических, что может свидетельствовать о генетической независимости этих групп.

Мафические породы описываемой формации отличаются от аналогичных пород базальт-андезит-липаритовой пониженными концентрациями Al_2O_3 , большей железистостью и направлением изменчивости составов в сторону накопления железа, титана и щелочей за счет MgO , CaO и Al_2O_3 при незначительном росте или неизменности концентраций SiO_2 (дифференциация по типу Феннера), что сближает их с формацией натриевых базальтов.

Сопоставление составов мафических и салическо-мафических пород в различных вулканических комплексах формации позволило выявить ряд закономерностей в распределении основных петрогенных элементов (табл. 8).

Увеличение степени насыщенности базальтов кремнеземом обычно сопряжено с их более высокой железистостью (карамалыташская свита), а рост щелочности и отношения K_2O/Na_2O — с уменьшением темпа накопления железа в процессе дифференциации магмы до исландитов (березовская

8. Средний химический состав пород формации
натриевых базальтов — липаритов, вес. %

130

Окислы	1		2		3		4		5		6	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	50,91	2,48	58,06	1,72	71,41	2,25	77,26	1,95	48,88	2,53	47,11	0,97
TiO ₂	0,89	0,42	0,66	0,41	0,38	0,1	0,34	0,17	1,92	0,63	1,38	0,26
Al ₂ O ₃	15,74	1,43	15,10	1,17	13,21	1,1	11,20	1,1	16,21	1,56	17,00	0,77
Fe ₂ O ₃	3,64	1,74	3,39	1,60	1,79	0,89	1,35	0,42	4,76	1,56	4,01	0,95
FeO	7,20	2,18	5,43	1,70	2,90	0,94	2,12	0,92	5,81	1,38	5,37	1,01
MnO	0,17	—	0,15	—	0,08	—	0,06	—	0,17	0,14	0,16	0,03
MgO	6,02	1,72	4,29	1,48	1,36	0,8	0,55	0,41	5,99	1,82	8,36	1,08
CaO	7,08	2,34	4,64	1,62	1,65	1,01	1,18	0,73	8,06	1,76	8,97	1,26
Na ₂ O	3,46	1,34	3,32	1,52	4,86	0,86	4,76	0,77	3,79	0,89	3,09	0,66
K ₂ O	0,64	0,51	0,84	0,74	0,88	0,64	0,59	0,48	0,78	0,48	0,60	0,41
Количество анализов	87		14		57		16		134		42	

Продолжение табл. 8

#6

Окислы	7		8		9		10		11		12	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	48,23	1,47	52,51	1,33	72,30	1,16	71,24	2,12	49,84	2,77	72,13	2,31
TiO ₂	2,51	0,58	1,84	0,46	0,48	0,1	0,44	0,17	1,20	0,67	0,34	0,03
Al ₂ O ₃	15,44	0,83	16,11	0,98	11,18	0,87	14,27	0,88	14,97	1,85	12,20	1,17
Fe ₂ O ₃	5,86	1,49	4,34	1,78	4,27	1,31	1,72	0,88	3,87	2,23	1,52	1,13
FeO	6,69	1,24	5,15	1,45	1,94	0,92	1,23	0,87	7,90	2,18	4,08	1,33
MnO	0,19	0,03	0,15	0,03	0,14	0,24	0,07	0,14	0,21	0,03	0,09	0,03
MgO	5,20	0,87	4,01	0,93	0,54	0,28	0,42	0,24	5,93	2,21	1,25	0,52
CaO	7,99	1,30	6,47	1,82	0,99	0,52	0,89	0,44	7,64	2,49	1,43	0,95
Na ₂ O	4,01	0,8	4,46	0,75	3,72	0,98	5,34	1,12	3,71	1,38	4,59	0,82
K ₂ O	0,76	0,36	1,10	0,62	3,03	1,14	3,41	1,44	0,60	1,02	0,71	0,60
Количество анализов	42		35		17		34		49		30	

131

1—4 — карамалыташская свита (данные В. Ф. Бабкина, Г. П. Беляниной, Ю. С. Емельянова и др.); 5—10 — березовская свита (данные А. В. Говоровой, В. И. Рогова, Г. И. Чайко, Е. Е. Поро-

шина и др.); 11, 12 — нижнемонокская свита (данные В. В. Велинского, Г. В. Пинуса, В. Н. Смышляева и Е. Е. Порошина). 1, 5—8, 11 — породы с содержанием SiO₂ 45—55%; 2 — 56—61%; 3, 9, 10, 12 —

68—75%, 4 — >75%; 6 — магнезиальные базальты, 7 — железистые базальты, 8 — железистые андезито-базальты, 9 — железистые липариты.

свита). Темп накопления железа от магнезиальных к железистым базальтам прямо коррелируется с насыщенностью магм летучими (рост $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в породах и пироксенах) и обратно с увеличением порфировости базальтов, вплоть до полного исчезновения железистых разностей. Отмечается различное поведение FeO и Fe_2O_3 в ассоциациях пород разной степени насыщенности кремнеземом. В комплексах, характеризующихся нормальной щелочностью ($q > 0$) базальтов, накопление железа происходит главным образом за счет FeO (карамалыташская свита), повышенной — за счет Fe_2O_3 (березовская свита).

Концентрации TiO_2 и Al_2O_3 максимальны в недосыщенных кремнеземом породах, характеризующихся высоким $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Темп накопления TiO_2 в процессе дифференциации вулканической серии пород положительно коррелируется с ростом щелочей и в меньшей степени с ростом железистости пород, устойчивая согласная связь с которой характерна только для насыщенных SiO_2 серий. В вулканических комплексах повышенной щелочности темп накопления TiO_2 опережает рост железистости пород, достигая максимума в области исландитов. Дифференциация внутри отдельных комплексов по типу Феннера приводит к уменьшению концентрации Al_2O_3 от магнезиальных к железистым базальтам с последующим накоплением его в исландитах. Комплексы, в которых имеются черты непрерывного распределения пород по основности, характеризуются меньшими вариациями Al_2O_3 и железа, причем в большинстве случаев накопление железа в процессе дифференциации не сопровождается значительными изменениями концентраций Al_2O_3 . Таким образом, при петрохимических исследованиях данного формационного типа необходимо учитывать двойственное поведение большинства порообразующих элементов. При сопоставлении разновозрастных и разобщенных на площади комплексов устанавливается, что увеличение степени насыщенности пород кремнеземом приводит к увеличению железистости и уменьшению концентраций Al_2O_3 и TiO_2 в мафических членах. В процессе дифференциации конкретных комплексов по типу Феннера увеличиваются содержания железа, титана и падает содержание Al_2O_3 .

Среди салических членов контрастных ассоциаций отчетливо выделяется два типа пород: 1) железистые низкоглиноземистые, близкие по составу к пантеллеритам [674] и липаритам дна океанов [315], 2) нормальной железистости и глиноземистости от дацитов до липаритов. Первые ассоциируют исключительно с афировыми базальтами, дифференцированными до исландитов, и проявляют тесную унаследованность своих составов от них, заключающуюся [460, 266] в сходстве поведения петрогенных и малых элементов (Rb , Sr , Zr , Y) в липаритах и базальтах.

Устанавливается, что более высокая кремнеземистость, железистость и окисленность ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) железистых липаритов

положительно коррелируется с высокой окисленностью и большим темпом накопления железа в процессе дифференциации соответствующих основных пород. В системе $q-ab-or$ (рис. 27) составы железистых липаритов ложатся вдоль кварц-полевошпатовой котектической линии от $q_{45}ab_{45}or_{10}$ до $q_{37}ab_{30}or_{33}$, отвечающей расплавам, образовавшимся при низких давлениях.

Салические породы второй группы не обнаруживают тесной связи с составом ассоциирующих с ними базальтов и с типом дифференциации последних. Анализ составов липаритов и базальтов (по средним анализам отдельных вулканических комплексов) выявил отсутствие непосредственной связи между ними по основным петрогенным элементам, за исключением щелочей и степени окисленности железа. В значительно большей степени их состав зависит от принадлежности к ранне- или позднегеосинклинальным комплексам. Первые, как правило, характеризуются более низкими K_2O/Na_2O , щелочностью, глиноземистостью и высокой железистостью, что выражается в пониженных содержаниях нормативных магнетита и гематита, отсутствии диопсида и корунда.

Анализ составов салических пород второго типа показывает, что основные направления изменчивости внутри отдельных комплексов заключаются в росте концентраций SiO_2 , K_2O за счет Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , FeO и не зависят от щелочности

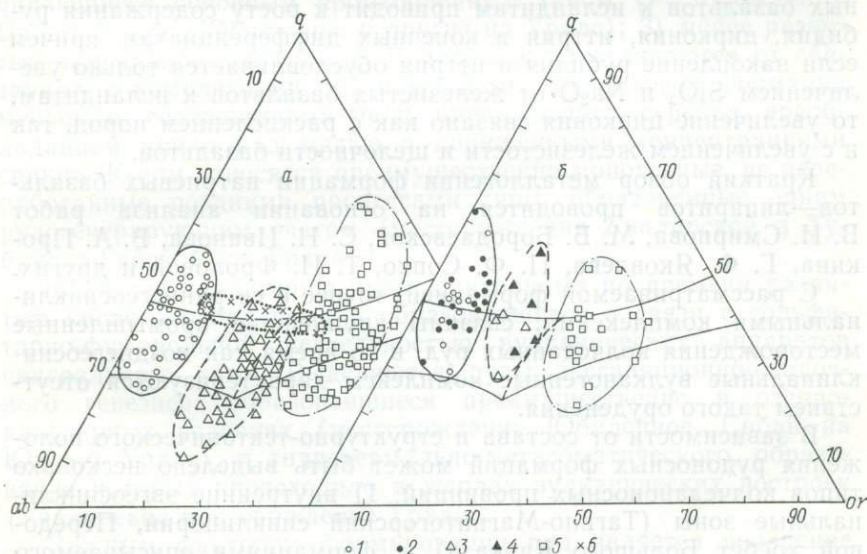


Рис. 27. Диаграмма нормативных составов салических пород.

Формации: 1, 3, 6 — натриевых базальтов-липаритов, 2, 4 — базальт-андезит-липаритовая, 5 — лейкобазальт-липаритовая (1, 2 — раннегеосинклинальные; 3, 4 — позднегеосинклинальные комплексы); 1-5 — липариты и трахилипариты нормаль-

ной железистости; 6 — высокожелезистые липариты: а — для частных (карамалыташская, березовская, туринская свиты), б — для средних анализов пород (точка отвечает отдельному комплексу).

и K_2O/Na_2O . Вариации составов между различными комплексами выражаются в увеличении K_2O/Na_2O в салических породах позднегеосинклинальных комплексов, что сопровождается ростом содержаний TiO_2 , K_2O за счет Na_2O в сосуществующих с ними базальтах.

На диаграмме $q-ab-or$ длинные оси фигуративных полей этой группы пород ориентированы параллельно низкотемпературному трогу (рис. 27), отвечая расплавам, образовавшимся при различных Rn_2O и характеризующимся некоторым перегревом относительно котектики. Последнее подтверждается высокой температурой гомогенизации первичных включений в фенокристаллах кварца ($1000-1200^\circ C$) и низкими K/Rb в них [63].

Анализ распределения малых элементов в породах проводился на примере изученного автором березовского вулканического комплекса Урала. Средние содержания никеля, ванадия, меди, свинца, скандия в базальтах этого комплекса выше, а хрома ниже кларковых. При этом в березовском комплексе наблюдается увеличение концентрации циркония по отношению к другим эвгеосинклинальным комплексам Урала (см. табл. 7).

Поведение некогерентных [134] элементов (Rb , Sr , Zr , Y) в процессе дифференциации было прослежено на примере березовского комплекса. Изменение состава пород от магнезиальных базальтов к исландитам приводит к росту содержания рублидия, циркония, иттрия в конечных дифференциатах, причем если накопление рублидия и иттрия обуславливается только увеличением SiO_2 и Na_2O от железистых базальтов к исландитам, то увеличение циркония связано как с раскислением пород, так и с увеличением железистости и щелочности базальтов.

Краткий обзор металлогении формации натриевых базальтов—липаритов проводится на основании анализа работ В. И. Смирнова, М. Б. Бородаевской, С. Н. Иванова, В. А. Прокина, Г. Ф. Яковлева, П. Ф. Сопко, Т. И. Фроловой и других.

С рассматриваемой формацией, точнее с ее раннегеосинклинальными комплексами, связаны крупнейшие промышленные месторождения колчеданных руд, в то время как позднегеосинклинальные вулканогенные комплексы характеризуются отсутствием такого оруденения.

В зависимости от состава и структурно-тектонического положения рудоносных формаций может быть выделено несколько типов колчеданосных провинций: 1) внутренние эвгеосинклинальные зоны (Тагило-Магнитогорский синклиорий, Передовой хребет Большого Кавказа), с формациями описываемого типа которых связаны главным образом медно-цинковые колчеданные месторождения с низким содержанием свинца и подчиненным значением серноколчеданных, колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических; 2) внешние эвгеосинклинальные зоны складчатых областей, с комплексами описываемых

мой формации которых, развитыми в узких эвгеосинклинальных троговых зонах (каледониды Западного Саяна) или в зонах активизированных срединных массивов (мезозониды Малого Кавказа), связаны колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные месторождения.

Рудные тела крупнейших месторождений представлены либо горизонтальными, либо крутопадающими, либо совмещенными (грибовидными) залежами. Образование горизонтальных пластообразных тел происходит в тех случаях, если рудоотложение экранируется горизонтом непроницаемых для рудных растворов пород, часто основного состава. Если же рудоотложение происходит непосредственно в зонах тектонических нарушений, образуются крутопадающие тела. Форма рудных тел чрезвычайно разнообразна: линзовидная, пластообразная, жиллообразная, штокверковая, воронкообразная, лентообразная, реже грибовидная.

Колчеданные руды независимо от их генезиса состоят главным образом из пирита (80—90%) и в меньшей степени из халькопирита, сфалерита, галенита, блеклых руд, борнита, арсенопирита. В виде незначительных примесей известны еще до 40—50 минеральных видов. Главные минеральные рудные парагенезисы таковы: 1) существенно пиритовые, слагающие основной объем рудных тел; 2) сфалерит-халькопирит-пиритовые, являющиеся основным промышленным типом (месторождения Сибай, Учалы, Юбилейное и другие на Урале); 3) менее развитые халькопирит-пиритовые. В целом руды отличаются от связанных с комплексами базальт-андезит-липаритовой формации меньшими содержаниями меди, цинка, золота, серебра, преобладанием цинка над медью и пониженными концентрациями свинца. К ним относятся преимущественно моногенные, не переработанные поздними процессами типы, образованные одним рудогенерирующим очагом (месторождения Учалинской и Тубинско-Гайской зон Урала).

Наиболее характерны руды, синхронные по времени развитию кислого вулканизма и образовавшиеся в связи с сольфатарно-фумарольной деятельностью вулканических аппаратов центрального типа. Выделяются руды эксгаляционно-осадочного генезиса, образовавшиеся преимущественно в озерно-кальдерных условиях (месторождение Юбилейное, Сибай на Южном Урале), и гидротермально-метасоматического, образование которых происходило в жерлах вулканических построек (Учалинское месторождение Урала).

Важным фактором формирования руд является внедрение субвулканических интрузий, являющихся производными тех же вулканических очагов. Оруденение наложено на ряд поколений субвулканических тел (месторождения Юбилейное, Учалинское), среди которых выделяются как поздние производные отмирающих очагов, так и тела, связанные с более молодыми

фазами вулканизма. Преобразования ранних минеральных ассоциаций в этом рудном процессе заключаются главным образом в экстракции сульфидов из вмещающих пород и переотложении их в прожилках (кварц-пирит-халькопиритовая ассоциация).

В связи с наложенным метаморфизмом, связанным с поздними внедрениями гранитоидов, происходит общая перекристаллизация руд, сопровождаемая появлением новых минеральных ассоциаций: халькопирит-пирротиновой, пирит-магнетитовой и др. — и переотложением сульфидного агрегата (пирита, сфена и халькопирита), изменяющего свои свойства. При этом часто изменяются первичные формы рудных залежей. Дальнейшие преобразования рудного вещества, сводящиеся к переотложению его с образованием низкотемпературных рудных минералов, происходят в условиях регрессивного метаморфизма, связанного с деятельностью затухающих очагов интрузий, и приводят к образованию дополнительных количеств галенита, арсенопирита, молибдена, самородного золота и серебра.

Существенную роль в локализации оруденения играют разрывные нарушения синвулканического заложения: 1) ограничивающие структурно-формационные блоки и подзоны, 2) подновленные в предрудное время магмовыводящие трещины, 3) деформированные наклонные поверхности древнего палеорельефа, 4) межслоевые зоны дробления и рассланцевания.

Рудные тела приурочены к различным структурным элементам: 1) деформированным жерлам, сложенным кислыми породами (месторождение Учалинское); 2) к насыпным сооружениям продуктов кислого вулканизма, выполняющим депрессию древнего палеорельефа (Юбилейное); 3) к субвулканическим телам кислого состава, размещенным в удалении от вулканических центров (Бурибаевское); 4) к захороненным терригенно-осадочным отложениям, вмещающим вулканические постройки кислого состава (Сибай).

Базальт-андезит-липаритовая формация

Формация объединяет комплексы, сложенные непрерывным рядом пород от базальтов до липаритов с приблизительно равной представительностью всех членов ряда или незначительным преобладанием базальтов; породы характеризуются нормальной, реже повышенной щелочностью натриевого и калиево-натриевого типов. Такие комплексы, широко распространенные в пределах эвгеосинклинальных зон, ранее описаны в литературе в составе базальт-андезит-дацит-липаритовой [253], андезитовой [148], последовательно дифференцированной [545], или непрерывной [576], формаций, а их субщелочные разновидности — в базальт-трахит-трахилипаритовой [490] формации.

Комплексы описываемой формации известны в каледонидах

Алтае-Саянской складчатой области (печеркинская, туматтайгинская, тапсинская, серлигская, таннуольская свиты [36, 79, 212, 238]), в герцинидах Урала [павдинская свита и «андезит-дацитовый» комплекс Тагильского синклинория, блявинская, баймак-бурибаевская (S_1), улутауская (D_2), кизильская (C_1) свиты Магнитогорского синклинория; комплексы (C_{1-2}) Восточно-Уральского прогиба], в альпидах Кавказа [комплекс (J_2) Самхето-Карабахской зоны] и др.

Тектоническое положение принадлежащих к формации комплексов разные исследователи трактуют по-разному. Так, в пределах Магнитогорского синклинория Урала ряд исследователей (В. М. Сергиевский, И. Д. Соболев, Т. И. Фролова, Г. Ф. Яковлев и другие) относят вулканогенные толщи баймак-бурибаевской и улутауской свит к раннегеосинклинальным образованиям, а Ю. С. Каретин подобные же по составу и строению вулканогенные толщи Тагильского синклинория (павдинская свита) относит к «субороженной подстадии геосинклинального развития». Точно так же более поздние (каменноугольные) комплексы Урала рассматриваются либо как позднегеосинклинальные [506], либо в составе орогенных [532]. Согласно концепции тектоники плит вулканогенные комплексы раннегеосинклинальной стадии Урала относятся к переходной от океанической к континентальной стадии, а позднегеосинклинальные — к континентальной [210].

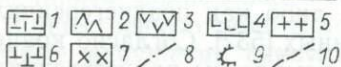
На ранних этапах развития складчатых областей существенно базальтовые комплексы формации следуют во времени за комплексами формации натриевых базальтов, а комплексы с равномерным распределением пород — за комплексами формации натриевых базальтов — липаритов и перекрываются без существенного несогласия [253, 575] либо частично замещаются по латерали комплексами андезит-базальтовой и натривой базальт-липаритовой формаций. В более зрелые этапы развития складчатых областей фемического типа (каменноугольный этап развития вулканизма Урала) и в фемическо-салических геосинклиналях (Таннуольско-Хамсаринская вулканогенная зона Тувы) комплексы описываемой формации полностью слагают весь вулканогенный разрез, иногда замещаясь по латерали толщами натриевых базальтов — липаритов. Количественные соотношения пород разной мафичности варьируют как в рамках отдельных комплексов, так и между комплексами, среди которых могут быть выделены все разновидности от существенно базальтовых до равномерно распределенных по мафичности.

Постепенная смена существенно базальтовых разновидностей с равномерным распределением наблюдается как в разрезе, так и по латерали. Состав и строение комплексов формации зависят и от мобильности вулканических зон, и от строения фундамента [577, 253, 578, 408]. Комплексы с преобладанием мафических пород приурочены к более мобильным зонам,



Рис. 28. Структурно-геологическая карта рудного узла Бакртау—Абейсай—Таштау (по данным П. Ф. Сопко и др., 1973 г.).

1 — эффузивы дацитового и липарито-дацитового состава (верхняя толща баймак-бурибаевской свиты); 2 — эффузивные и пирокластические породы андезито-дацитового состава (верхняя толща баймак-бурибаевской свиты); 3 — эффузивные и пирокластические породы андезитового состава; 4 — эффузивы андезито-базальтового состава (нижняя толща баймак-бурибаевской свиты); 5 — поздние субвулканические тела липарито-дацитов; 6 — ранние субвулканические тела дацитового и липарито-дацитового состава; 7 — интрузивные тела плагиогранитов и кварцевых диоритов; 8 — разрывные нарушения; 9 — контуры вулканических брахиантиклиналей; 10 — оси складок.



расположенным вблизи глубинных разломов; комплексы с равномерным распределением пород по мафичности развиты в областях либо наиболее мощных проявлений предшествующего кислого вулканизма [232], связанных с пересечением вулканических зон поперечными поднятиями [353], либо более медленно погружающихся [236].

От раннегеосинклинальных к позднегеосинклинальным этапам развития подвижных областей (так же как и при переходе от фемического к фемическо-салическому и далее к салическому их типу) отмечается сокращение объемов и площадей распространения существенно базальтовых комплексов и смена их разновидностями с равномерным распределением пород или комплексами формации натриевых липаритов.

Нижние части разрезов вулканогенных толщ, относимых к существенно базальтовым комплексам, сложены эффузивами порфиривого облика — базальтами, андезито-базальтами, андезитами и их туфами и туфобрекчиями (рис. 28). Афировые разновидности — спилиты и вариолиты — встречаются в резко подчиненном количестве. Соотношение эффузивных и пирокластических фаций около 1:1. Все эти породы сменяются выше эффузивами, туфами и вулканическими брекчиями андезитового и андезит-дацитового состава с пачками лахаровых брекчий. Самые верхние части разрезов этих толщ, представленные андезито-дацитами, дацитами, в меньшей степени дацито-липаритами и липаритами, развиты локально и достигают максимальной мощности в зонах вулканических центров. К последним

приурочены и поля развития кислых эффузивных и экструзивных фаций: туфов, вулканических брекчий и пластов игнибритоподобных пород, составляющих до 15% объема. Количество кислых пород (от дацитов до липаритов) по отношению ко всем излившимся продуктам резко варьирует от единиц до 50%, их размещение контролируется вулканическими аппаратами центрального типа (рис. 29). На флангах вулканических построек, в депрессиях древнего рельефа, кислым породам синхронны преимущественно обломочные фации: туффиты, лахаровые и туфовые брекчии, сложенные продуктами разрушения вулканических конусов. Часто в разрезах наблюдается двучленное строение, указывающее на то, что в каждой фазе в гомодромной последовательности изливались лавы от основного до кислого состава: баймак-бурибаевская, кизильская и другие свиты. Мощности разрезов 1—3 км.

Комплексы, характеризующиеся меньшей долей базальтов в их составе и относительно равномерным распределением пород по основности (павдинская, улутауская, туматтайгинская, тапсинская свиты), отличаются от описанных выше увеличением доли пирокластических пород, резкой латеральной и вертикальной неоднородностью как в пределах одной структурно-формационной зоны, так и в более широких масштабах (в пределах региона), выражающейся в смене андезитов и андезито-базальтов липаритами и липарито-дацитами. В целом наблюдается гомодромная последовательность извержений, когда эффузивные и пирокластические фации андезитового и андезит-базальтового состава замещаются вверх по разрезу более кислыми продуктами с соотношением объемов лав и туфов от 5:1 до 1:5. Местами андезиты венчают разрезы вулканогенных толщ.

Субвулканические тела кислого состава в раннегеосинклинальных комплексах базальт-андезит-липаритовой формации в зависимости от возрастных взаимоотношений с вмещающими поверхностными фациями подразделяются на две группы [253]. Ранняя, синхронная с эффузивными фациями группа тел, представленная силлами, штоками, мелкими лакколитами, дайками и экструзивными телами андезит-дацитового и липарит-дацитового состава, локализуется преимущественно среди верхних толщ аналогичного состава. Приуроченность редких субвулканических тел базальтового и андезит-базальтового состава к нижним частям разрезов в целом указывает на гомодромную последовательность внедрения их [253]. Поздние образования второй группы (рис. 28), представленные крупными штоками, лакколитами и сложнопостроенными многоярусными телами, сложены крупнопорфировыми породами от дацитового до липаритового состава. Их образование связывается с наиболее поздними проявлениями вулканической деятельности и контролируется главным образом синвулканическими структурными

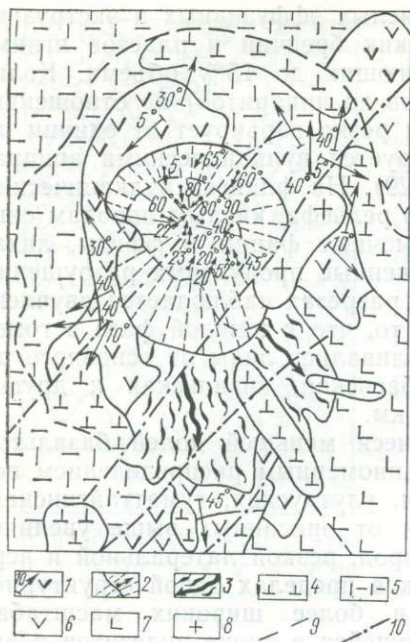


Рис. 29. Схема Горнобайкаринской вулканической постройки (по П. Ф. Сопко и др., 1973 г.).

1 — фрагменты конуса, сложенного пироксеновыми андезитами; 2 — зональный экструзивный купол: в центре — кварцсодержащие дациты, по периферии — роговообманковые дациты; 3 — силл липаритов; 4 — субвулканические тела послекальдерной стадии, представленные липаритами и дацитами; 5 — липариты эффузивных фаций; 6 — андезиты; 7 — основные эффузивы; 8 — мегафировые липариты; 9 — граница кальдеры; 10 — разрывные нарушения.

элементами. Субвулканические тела образуют скопления в пределах древних вулканических построек или по их периферии, образуя сложные кольцевые структуры (рис. 28, 29).

Породы рассматриваемой формации очень часто входят в состав вулканогенно-осадочных толщ, составляя 20—70% их объема. Уменьшение мощностей вулканогенно-осадочных толщ сопровождается уменьшением доли изверженных пород. В разрезах большей мощности преобладают породы андезит-базальтового и андезитового состава, составляющие до $\frac{2}{3}$ всех изверженных продуктов; в разрезах малой мощности отмечается снижение количества пород основного и среднего состава вплоть до полного их исчезновения.

Эффузивные породы, входящие в состав комплексов формации, ассоциируют либо с эксгальционно-осадочными кремнистыми и терригенными осадками: кремнистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами (раннегеосинклинальные комплексы Урала, Малого Кавказа) — либо с терригенно-карбонатными: известняками, известковистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и собственно терригенными отложениями (позднегеосинклинальные комплексы Урала и раннегеосинклинальные Алтае-Саянской и Казахстанской складчатых областей).

Анализ палеотектонической обстановки формирования комплексов базальт-андезит-липаритовой формации показывает, что образование их происходило в сложных морских и субаэраль-

ных условиях. Формирование существенно базальтовой разновидности комплексов начиналось с подводных излияний базальтовых лав в условиях преобладающего растяжения земной коры. Состав средних частей разрезов свидетельствует о смене глубоководных извержений на более мелководные в связи с началом поднятия отдельных блоков. Образование верхних частей вулканических разрезов с преобладанием пород кислого и среднего состава, накапливавшихся в мелководных, субаэральных условиях, происходило в обстановке растущих поднятий. Комплексы с более высокой долей мафическо-салических и салических пород (за исключением нижних частей преимущественно вулканогенных разрезов, образование которых происходит в подводных условиях) формировались в субаэральных и мелководных условиях. В терригенно-осадочных породах, фациально замещающих вулканогенные толщи по латерали, в направлении снизу вверх наблюдается смена трансгрессивного на регрессивный цикл осадконакопления.

Петрографический состав пород описываемой формации весьма разнообразен. Развитые в существенно базальтовых комплексах афировые и микропорфировые мафические и салическо-мафические породы близки по минеральному составу к породам формаций натриевых базальтов и натриевых базальтов—липаритов, отличаясь от последних большей степенью порфировости. Порфировые породы описываемых комплексов отличаются от комплексов с равномерным распределением пород более широким развитием сериально-порфировых и отсутствием крупнопорфировых и гломеропорфировых структур и наличием вкрапленников не более 1—2 генераций. Вкрапленники, представленные плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, роговой обманкой и магнетитом, заключены в слабо раскристаллизованную основную массу, характеризующуюся преобладанием гиалопильтовых структур. Ассоциации с оливином характерны для недосыщенных кремнеземом базальтов, с роговой обманкой — для трахиандезитов и трахидацитов, с ромбическим пироксеном — для андезитов.

В отличие от афировых толентовых базальтов в порфировых того же состава происходит смена порядка кристаллизации минералов (плагиоклаз — железо-магниево-силикаты — железотитановые окислы) на обратный, что большинством исследователей объясняется увеличением p_{O_2} [418] в промежуточных камерах. В породах, характеризующихся повышенными содержаниями нормативного полевого шпата, кристаллизация начинается с плагиоклаза (улутауская свита). Наиболее распространенным минералом вкрапленников мафических и мафическо-салических пород формации является плагиоклаз (до 40% объема). Его состав $an_{80-0}or_{0-12}$. Раскисление пород в натриевых комплексах (павдинская, улутауская и другие свиты) приводит к уменьшению an за счет ab , в калиево-натриевых —

за счет ab и $ог$. Подобная изменчивость плагиоклазов наблюдается и в пределах одной породы от вкрапленников первой генерации к последующим. Наряду с прямой зональностью отмечается обратная [575], когда плагиоклазы поздних выделений более обогащены $ап$, чем ранние, что может быть объяснено либо переохлаждением расплава, либо изменением последующих порций расплава в сторону обогащения SiO_2 и Al_2O_3 . Плагиоклазы избирательно или полностью замещаются вторичными минералами: альбитом (преимущественно в раннегеосинклинальных комплексах), хлоритом, кальцитом, соссюритом, эпидотом, серицитом и пренитом. Ранние генерации часто ретробированы.

Другим, повсеместно развитым, но менее распространенным, чем плагиоклаз, минералом вкрапленников является клинопироксен, устойчивый к поздне- и постмагматическим процессам изменения породы. В породах описываемой формации он проявляется в виде вкрапленников одной или нескольких генераций. По составу клинопироксены отвечают диопсид-авгитам [680]. Уменьшение щелочности пород приводит к увеличению в пироксенах степени насыщенности их SiO_2 за счет Al_2O_3 и TiO_2 . Уменьшение основности пород внутри каждого вулканического комплекса от базальтов до дацитов приводит в клинопироксенах к замещению $Mg^{2+} \leftarrow Fe^{2+}$, Al^{3+} в толеитовых сериях и $Ca^{2+} \leftarrow Mg^{2+}$, Fe^{2+} в сериях повышенной щелочности при неизменном содержании SiO_2 . Клинопироксены ранних генераций, отвечающие по составу диопсид-салитам, отличаются от описанных выше поздних фенокристов повышенными концентрациями CaO , MgO , Al_2O_3 и пониженными $FeO + Fe_2O_3$, TiO_2 и несколько меньше SiO_2 .

Вкрапленники роговой обманки кристаллизуются вслед за клинопироксеном. По составу они отвечают группе обыкновенных роговых обманок с повышенными содержаниями эденит-гастингситовых составляющих, кристаллизация которых возможна при $p < 5$ кбар [473]. Отсутствие гидроксилосодержащих групп свидетельствует об относительной «сухости» расплава в момент их кристаллизации.

Доля железо-титановых окислов в породах описываемой формации колеблется от долей процента до 6—7%, причем в порфириновых породах это количество уменьшается от базальтов (2—3%) к андезитам (1—2%) и далее к дацитам (<1%). Преобладают низкотитанистые магнетиты (6—12 вес. % TiO_2) ранних генераций, кристаллизующиеся до железо-магниевого силикатов. В случае позднего выделения магнетитов концентрации TiO_2 в них резко возрастают (17—20%), в силу чего последние неотличимы от магнетитов афировых пород. Таким образом, состав магнетитов в большей степени зависит от условий кристаллизации, чем от состава расплава.

В процессе становления формации могут быть выделены по крайней мере три этапа кристаллизации: 1) ранний, когда образуются плагиоклазы и клинопироксены первой генерации; 2) средний, в течение которого происходит кристаллизация большого количества различных по составу вкрапленников в неглубоких ($p < 5$ кбар) промежуточных очагах; 3) поздний, отвечающий окончательной консолидации породы в поверхностных и близповерхностных условиях. Наличие стекловатых структур в основной массе и редкие миндалекаменные текстуры свидетельствуют, по видимому, об обедненности поступающих на поверхность расплавов летучими. С другой стороны, обилие пирокластических продуктов, описанный выше порядок кристаллизации и состав минералов-вкрапленников ранних генераций говорит об обилии летучих в расплаве на ранних этапах и последующем их отделении до излияния его на поверхность.

Салические породы базальт-андезит-липаритовой формации в отличие от аналогичных пород формации натриевых базальтов—липаритов характеризуются большим разнообразием парагенезисов вкрапленников, имеющих несколько генераций, большей степенью порфировости (до 25—30% от объема породы) и незначительным развитием афировых структур, за исключением фельзитовых липаритов субвулканических тел и экструзивных куполов. Наиболее широко развиты плагиоклаз-кварц-клинопироксен-роговообманковые, плагиоклаз-кварц-роговообманковые, плагиоклаз-кварц-биотитовые, плагиоклаз-кварц-биотит-калишпатовые, плагиоклаз-кварцевые и плагиоклаз-калишпатовые парагенезисы вкрапленников, из которых ассоциации без калиевого полевого шпата имеют преимущественное развитие в натриевых вулканических сериях, а с ним — в калиево-натриевых. Отмечается определенная зависимость состава вкрапленников от фациальной принадлежности пород [63, 607], выражающаяся в преимущественном развитии вкрапленников биотита и роговой обманки в субвулканических фациях натриевых серий, а плагиоклаз-кварцевых парагенезисов — в липаритах экструзивных куполов. Наличие двух-трех поколений вкрапленников, порядок последовательности выделения минералов (магнетит—полевой шпат—темноцветные), присутствие роговой обманки и гидроксилсодержащих минералов свидетельствуют о длительном интрателлурическом этапе кристаллизации салических пород формации в условиях высоких давлений летучих.

Для салических пород формации обычны криптокристаллические, фельзитовые и мелкометасферолитовые структуры основной массы, часто испытывающей интенсивную перекристаллизацию с образованием микропойкилобластовой, микрогранобластовой и фельзитовых структур. Микровключения затвердевших расплавов в кварце салических пород базальт-андезит-липаритовой формации (улутауская свита) отличаются

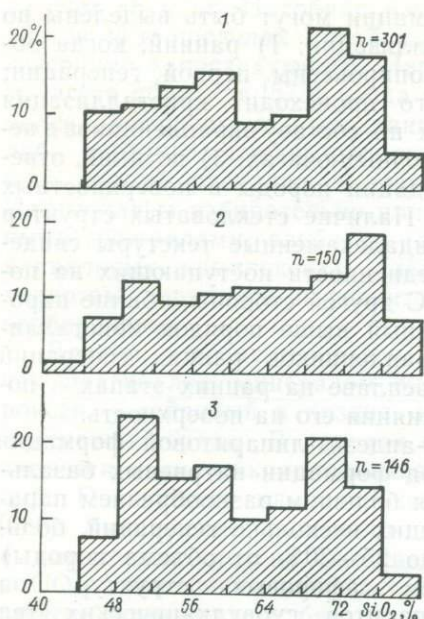


Рис. 30. Распределение SiO₂ в породах базальт-андезит-липаритовой формации.

1 — баймак-бурибаевская (S₁), 2 — улутаяуская (D₂), 3 — кизильская (C₁) свиты.

большим количеством летучих (5—30%) и более низкой температурой гомогенизации (980—1090°C) по сравнению с породами формации натриевых базальтов—липаритов (1085—1190°C), что совместно с обнаружением большого количества поздних низкотемпературных (300—400°C) трехфазных включений с галитом и газово-жидких включений (200—400°C) в кварце свидетельствует о большом насыщении летучими кислых расплавов описываемой формации [63]. Присутствие затвердевших непрозрачных микровключений, возможно рудного вещества (1315°C), в кварцах салических пород раннегеосинклинальных комплексов Урала, представляющих собой экстрагированные силикатным расплавом рудные компоненты [408], и отсутствие их в позднегеосинклинальных (кизильская свита) могут служить важным генетическим признаком рудоносности формации.

Породы описываемой формации характеризуются непрерывным распределением кремнезема в интервале 44—80% SiO₂. В комплексах с преобладанием мафических пород максимум распространенности приходится на интервал 48—52% SiO₂, а с увеличением доли салических пород—68—72% SiO₂ (рис. 30). Переход от одной разновидности комплексов к другой осуществляется либо через постепенное смещение моды в случае унимодального распределения, либо через слабо выраженное бимодальное распределение с неотчетливым минимумом, приходящимся на интервал 54—68% SiO₂. Значение ми-

нимума меняется в различных вулканических комплексах, дающих постепенные переходы к контрастным ассоциациям, что может наблюдаться даже в пределах одной структурно-формационной зоны (раннесилурийский этап вулканизма Магнитогорского прогиба).

Отдельные вулканические комплексы различаются по степени насыщенности пород кремнеземом (рис. 31): от пород нормальной щелочности до субщелочных, реже щелочных. Породы в раннегеосинклинальных комплексах Урала имеют более низкую щелочность, чем в раннегеосинклинальных Алтае-Саянской складчатой области и позднегеосинклинальных комплексах Урала.

Мафические члены комплексов с преобладанием базальтовых пород отличаются от комплексов с равномерным распределением большей железистостью, титанистостью и меньшей глиноземистостью (табл. 9) и окисленностью железа. Позднегеосинклинальные, недосыщенные SiO_2 базальты отличаются от аналогичных пород существенно базальтовой разновидности раннегеосинклинальных комплексов большей глиноземистостью, титанистостью и меньшими концентрациями железа. В области салического-мафических и салических пород различия между выделенными разновидностями комплексов сглаживаются, а между ранне- и позднегеосинклинальными комплексами остаются в силе.

— Анализ диаграммы (рис. 32) показывает, что средние составы пород формации попадают в натриево поле. Причем базальты раннегеосинклинальных комплексов Урала характеризуются меньшей калиевостью, чем раннегеосинклинальных комплексов Алтае-Саянской складчатой области и позднегеосинклинальных Урала. В отличие от формации натриевых базальтов—липаритов значение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в салических членах всегда выше, чем в базальтах. С увеличением содержания SiO_2 это отношение в породах позднегеосинклинальных комплексов закономерно увеличивается.

Согласованные вариации петрогенных элементов в мафических и салическо-мафических породах описываемой формации подчиняются боуэновскому типу: рост кремнеземистости пород сопровождается увеличением концентрации щелочей и уменьшением железа, магния, кальция и марганца. При этом поведение Al_2O_3 и Fe_2O_3 различно в ранне- и позднегеосинклинальных комплексах, характеризующихся различной степенью насыщения кремнеземом. В недосыщенных (кизильская свита) комплексах концентрации Al_2O_3 и Fe_2O_3 увеличиваются с ростом SiO_2 и щелочей, в насыщенных остаются постоянными или уменьшаются (баймак-бурibaевская свита). С другой стороны, отмечается тенденция увеличения Al_2O_3 в комплексах с равномерным распределением пород по сравнению с существенно базальтовыми комплексами.

9. Средний химический состав пород
базальт-андезит-липаритовой формации, вес. %

Окислы	1		2		3		4		5	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	51,61	1,82	57,85	1,78	64,33	1,66	71,01	2,11	78,24	2,58
TiO ₂	0,58	0,24	0,45	0,14	0,38	0,1	0,33	0,1	0,19	0,1
Al ₂ O ₃	15,89	1,94	15,82	1,84	15,01	1,20	13,44	1,20	10,57	1,59
Fe ₂ O ₃	3,53	2,04	2,28	2,19	2,42	0,08	1,65	0,91	1,21	1,22
FeO	6,30	1,85	6,31	2,80	3,85	1,33	2,93	1,44	1,99	1,27
MnO	0,16	—	0,14	—	0,11	—	0,08	—	0,06	—
MgO	6,36	2,93	5,92	1,76	3,24	1,34	1,84	1,31	0,88	0,68
CaO	6,25	2,73	2,66	1,94	2,63	1,64	1,78	1,13	1,34	1,04
Na ₂ O	3,51	1,17	2,99	1,23	4,20	1,78	4,10	1,38	2,92	1,58
K ₂ O	0,38	0,5	0,66	0,077	0,66	0,4	0,99	0,98	1,33	1,08
Количество анализов	28		12		13		43		11	

Окислы	6		7		8		9		10	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	50,85	1,61	59,27	1,43	64,58	1,01	70,74	1,40	77,92	1,31
TiO ₂	1,50	0,65	1,08	0,77	1,01	0,77	0,42	0,53	0,34	0,61
Al ₂ O ₃	17,52	1,02	17,45	1,21	15,88	1,20	14,72	1,20	11,58	1,18
Fe ₂ O ₃	5,12	1,43	4,04	1,26	3,86	1,18	1,90	0,94	0,94	0,85
FeO	4,31	1,28	2,65	1,05	1,93	1,12	1,42	0,94	1,03	0,92
MnO	0,16	0,28	0,13	0,32	0,12	0,28	0,12	0,14	0,03	0,14
MgO	4,74	1,34	2,30	0,98	1,40	0,91	0,39	0,62	0,17	0,32
CaO	7,51	1,40	4,18	1,42	1,37	0,99	0,58	0,53	0,30	0,45
Na ₂ O	4,11	1,01	4,71	1,05	5,81	1,20	4,77	1,11	4,10	1,12
K ₂ O	1,03	0,84	1,76	0,99	1,70	1,12	3,59	1,18	2,69	1,39
Количество анализов	57		31		12		37		9	

Свиты: 1—5 — баймак-бурибаевская (данные Г. А. Ленных, Т. И. Фроловой, В. С. Шарфмана и др.), 6—10 — кизильская (данные А. В. Говоровой, В. И. Ро-

гова, Г. Б. Ферштатера, Г. И. Чайко и Е. Е. Порошина) свиты. 1, 6 — породы с содержанием SiO₂ 45—55; 2, 7 — 56—61; 3, 8 — 62—67; 4, 9 — 68—75; 5, 10 — >75%.

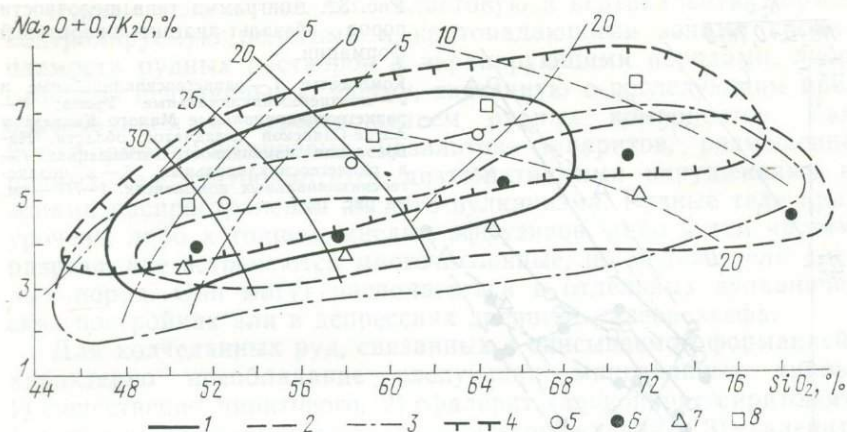


Рис. 31. Диаграмма составов пород базальт-андезит-липаритовой формации. 1—4 — контуры роев точек отдельных анализов; 5—8 — точки средних составов пород. 1, 5 — блявинская (S_1), 2, 6 — баймакская (S_1), 3, 7 — улутауская (D_2), 4, 8 — кизильская (C_1) свиты. I—III — см. на рис. 2.

Кислые породы формации, подобно основным, резко различаются по составу в зависимости от принадлежности их к ранне- или позднегеосинклинальным вулканическим комплексам. Первые обладают повышенными концентрациями Na_2O и SiO_2 , что на диаграмме $ab-og-q$ (см. рис. 27) выражается в смещении точек вдоль кварц-полевошпатовой котектики в область натриевых пород. Эволюция салических пород внутри каждого вулканического комплекса, так же как и среднего химического состава в пределах дискретных полей, отвечающих ранне- и позднегеосинклинальным комплексам, отражается на диаграмме $ab-og-q$ эллипсами, длинные оси которых ориентированы параллельно направлению температурного минимума. Анализ составов мафических и салических членов формации, проведенный для пар среднего химического состава пород отдельных вулканических комплексов, показывает, что увеличение содержания K_2O за счет Na_2O в липаритах сопровождается ростом K_2O и TiO_2 и уменьшением — MgO , FeO и N_2O в сосуществующих с ними базальтах.

Металлогения формации определяется ее связью с комплексами крупнейших колчеданно-полиметаллических месторождений. Описание рудоносных комплексов и месторождений, а также анализ закономерностей их проявления имеется в работах М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцова, Т. И. Фроловой, С. Н. Иванова, И. С. Серавкина, В. А. Прокина, Г. Ф. Яковлева и других. Краткий обзор приводится на основе анализа работ перечисленных авторов.

Продуктивными на колчеданные, колчеданно-полиметаллические и полиметаллические месторождения являются раннегео-

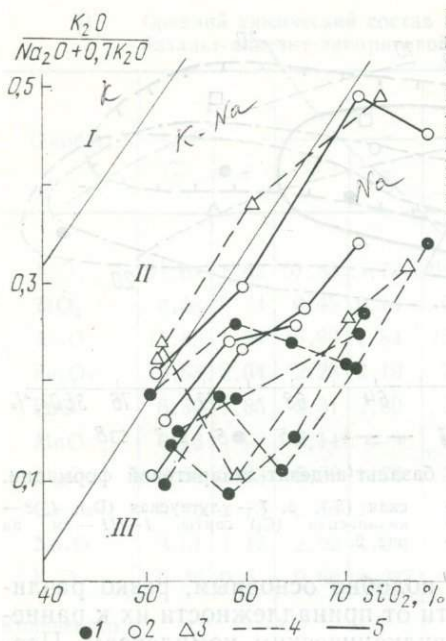


Рис. 32. Диаграмма типа щелочности пород базальт-андезит-липаритовой формации.

Комплексы: 1 — раннегеосинклинальные и 2 — позднегеосинклинальные Урала; 3 — раннегеосинклинальные Малого Кавказа и Алтае-Саянской складчатой области. Направления изменчивости отношения: 4 — в раннегеосинклинальных, 5 — в позднегеосинклинальных комплексах. I—III — см. на рис. 18.

синклинальные комплексы формаций, а среди них преимущественно те, которые характеризуются высокой долей салических пород, нормальной или пониженной щелочностью, низким K_2O/Na_2O , зеленокаменным изменением пород [421, 408]. Позднегеосинклинальные комплексы отличаются либо отсутствием оруденения, либо иной металлогенической специализацией: с интрузиями, предположительно комагматичными эффузивам, связаны промышленные скарново-магнетитовые месторождения (магнитогорский комплекс).

В зависимости от типа геосинклинальной системы металлогеническая специализация формации меняется от железо-медной (внутренние эвгеосинклинали фемического типа) к полиметаллической (геосинклинали, развивающиеся на складчатом эвгеосинклинальном основании), причем роль свинца возрастает в продуктивных комплексах формации, представленных в наиболее салическом варианте. Внутри отдельных эвгеосинклинальных систем (Урал) отмечается связь типа месторождений с особенностями положения отдельных структурно-формационных зон и блоков: комплексы, развитые на мощном и неглубоко залегающем фундаменте, характеризуются колчеданно-полиметаллическими и золото-колчеданно-полиметаллическими месторождениями с повышенными содержаниями цинка и свинца; в блоках с относительно глубоко нарушенным фундаментом известны колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения.

Рудные тела имеют либо пластовую и вертикальную форму, контролируемую пологими и крутопадающими зонами проницаемости рудных растворов и экранирующими породами, либо сложную неправильную форму, связанную с последующим преобразованием и переотложением рудных компонентов. Как и в формации натриевых базальтов—липаритов, размещение рудных тел контролируется дизъюнктивными нарушениями и зонами распространения кислого вулканизма. Рудные тела приурочены либо к толщам кислых эффузивов, либо к тем частям разреза, где встречаются многочисленные, но мелкие тела кислых пород. Они могут располагаться в отдельных вулканических постройках или в депрессиях древнего палеорельефа.

Для колчеданных руд, связанных с описываемой формацией, характерно преобладание следующих минеральных типов: 1) существенно пиритового, 2) сфалерит-халькопирит-пиритового (основного промышленного типа месторождения), 3) галенит-сфалерит-халькопиритового, 4) золото-галенит-сфалерит-пиритового. Месторождения подвергаются переработке поздними интрузиями габбро-плагиогранитной и гранитной формаций, что вызывает появление новых типов руд: пирротин-магнетит-сфалерит-халькопирит-пиритового и галенит-сфалерит-халькопирит-пиритового [421].

Преобразования руд, сводящиеся к перегруппировке рудных компонентов и привнесу новых, обуславливают полигенный характер месторождений, связанных с описываемой формацией, в отличие от моногенного, преобладающего в формации натриевых базальтов—липаритов.

Андезит-базальтовая формация

В формацию объединены комплексы, характеризующиеся полным набором пород от базальтов до андезитов (при резком преобладании первых) натриевого, реже калиево-натриевого типа щелочности, широким развитием подводных вулканогенно-обломочных фаций и порфиривых структур пород.

Эта формация, получившая чрезвычайно широкое распространение в областях геосинклинального развития, была выделена в качестве самостоятельного типа уже в первых схемах классификации формаций (табл. 1), однако в схеме Ю. А. Кузнецова [276] она не получила места в группе формаций геосинклинального этапа. Отдельные комплексы, рассматриваемые ниже в качестве представителей андезит-базальтовой формации, описаны Ю. А. Кузнецовым в составе андезитовой формации орогенных зон. Широкое распространение формации во всех подвижных областях впервые получило отражение на Карте магматических формаций СССР масштаба 1:2 500 000 [233]. Во многих региональных описаниях формация часто называется «порфиритовой», что подчеркивает не столько палеотипный

облик пород, сколько резкое преобладание в ее составе пород с порфировой структурой.

Наиболее широко распространена и лучше всего изучена формация на Урале, где отдельные ее комплексы были выделены и описаны (в качестве самостоятельных свит) еще в 30-е годы Л. С. Либровичем. Разновозрастные, проявившиеся в различных структурно-формационных зонах Урала комплексы этой формации [малоуказарский (O_2-S_1), именновский (S_2^1), ирендыкский (D_{1-2}), колтубанский (D_3^1) и др.] описаны в многочисленных работах [462, 506, 576, 578, 596] и могут рассматриваться как эталонные для формационного вида. Наряду с этим установлено широкое распространение комплексов формации в Алтае-Саянской области [верхнемонокский, эжимский (ϵ_1)], в Казахстане [джангабульский (ϵ_1), верхнеаксуйский (ϵ_3), джаманкурукский и майлисорский (O_{2-3}) и др.], на Кавказе [в Сомхето-Карабахской зоне (J_{1-2} , J_3-K_1); в Севано-Акеринской (K_3); в Аджаро-Триалетской (P); на южном склоне Большого Кавказа (J_2)], на Камчатке [кумрочский (K_2-P), кроноцкий (P)] и в других регионах.

Андезит-базальтовая формация развита в пределах структурно-формационных зон эвгеосинклинального типа, преимущественно на некотором удалении от их границ. На Урале и в Алтае-Саянской области устанавливается, что эта формация может следовать во времени за каждой из трех описанных выше геосинклинальных вулканических формаций или частично сосуществовать с ними, проявляясь в соседних зонах. Преимущественно на заключительных стадиях становления комплексов этой формации в их составе появляются породы с повышенной калиевой щелочностью. Как дальнейшее развитие этой тенденции часто отмечается появление вслед за комплексами андезит-базальтовой формации самостоятельных комплексов высококалиевых пород, относимых к формации калиевых базальтов—трахитов. На Камчатке комплексы андезит-базальтовой формации [кумрочский и кроноцкий (K_2-P)] относятся к самым ранним проявлениям геосинклинального вулканизма и формируются, как предполагают, непосредственно на коре океанического типа [339]. Наблюдается латеральная смена их по направлению к океану одновозрастной формацией натриевых базальтов, а в сторону континента — формацией калиевых базальтов—трахитов [486].

Проявляясь синхронно или почти синхронно с другими геосинклинальными формациями, комплексы андезит-базальтовой формации тяготеют к наиболее мобильным участкам прогибов, причем огромные мощности толщ (3—4 км и более) при их «подводном» фациальном облике свидетельствуют об интенсивном прогибании зон вулканизма; в конце формирования этих толщ, судя по появлению наземных фаций, отмечается некото-

рое воздымание ложа бассейна, а в дальнейшем именно эти зоны становятся осями зарождающихся поднятий. С другой стороны, максимумы проявления андезит-базальтовой формации, как это установлено на Урале, совпадают с эпохами интенсивных тектонических движений, формирования пологих складок, надвигов, олистостром, что свидетельствует о связи ее с режимом преимущественно бокового сжатия.

Ассоциация вулканических пород с прибрежно-морскими осадками (песчаниками, алевролитами, известняками, часто рифогенными), широкое развитие вулканогенного флиша (особенно в нижней части комплексов), чередование в верхней части толщ мелководных и наземных фаций пород, обилие перемытого вулканического материала позволяют говорить о становлении комплексов этой формации в условиях сложного подводного вулканического рельефа, а в конце — в условиях эпизодически появляющихся вулканических островов. Последние образовывали протяженные цепочки, нередко — несколько параллельных цепочек. Это обстоятельство, а также некоторые особенности состава андезит-базальтовой формации явились одним из оснований для отождествления ее с вулканическими проявлениями современных островных дуг [22, 430]. Такой вывод опровергается данными по Камчатке, где комплексы андезит-базальтовой формации появляются до стадии островных дуг и отделены от нее временем образования флишевой формации [83]. Заметим, что и в палеозойских складчатых областях комплексы андезит-базальтовой формации также являются дофлишевыми.

По условиям проявления отличия андезит-базальтовой формации от андезитовой еще более существенны. Для первой более характерен подводный, а для второй — наземный тип вулканической деятельности; в первой не происходит обособления лавово-пирокластических и вулканогенно-осадочных толщ, что четко выражено на орогенных стадиях развития подвижных зон в связи с наличием вулканических поднятий, обрамленных глубокими прогибами [576].

Комплексы андезит-базальтовой формации картируются в виде поясов протяженностью до 1000 км. При этом состав и строение формации остаются неизменными, хотя при крупномасштабных исследованиях удается установить значительную фациальную изменчивость вулканических пород, колебания крупности пирокластического материала, резкие перепады мощности пачек вулканических пород и другие признаки, позволяющие предполагать связь формации с разобщенными центрами, а в ряде случаев и реставрировать древние вулканы центрального типа. Связь вулканических комплексов с разобщенными вулканами центрального типа, тяготеющими к единым весьма протяженным линейным структурам и поставлявшими всюду одинаковый по составу материал, составляет важную особенность формации.

Для формации характерно преобладание кластических фаций вулканических пород: туфов и агломератов (в том числе принадлежащих жерловым фациям), туфовых турбидитов, тефроидных (вулканомиктовых) конгломератов, гравелитов, песчаников; для нижних частей разрезов характерны также гиа-локластиты. Обычны ритмичные пачки кластических пород, нередко с градационной слоистостью. Коэффициент эксплозивности в отдельных комплексах достигает 95% (рис. 33).

Эффузивные породы представлены фацией подушечных лав, реже короткими наземными лавовыми потоками с глыбовой или волнистой поверхностью. Характерным для нижних частей разрезов комплексов Камчатки является развитие ритмичных многослоев с переходами от лав шарового и подушечного строения к вулканическим брекчиям с обломками шаров и далее ко все более мелкообломочным породам с градационной слоистостью — вплоть до пелитовых. Субвулканические тела в составе формации обычно имеют форму штоков с поперечником от нескольких десятков метров до 200—300 м, реже даек мощностью до 25 м.

Как отмечалось, набор пород в составе андезит-базальтовой формации однообразен. Наибольшее распространение имеют базальты и андезито-базальты, в меньшей степени андезиты, редко и преимущественно в субвулканической фации встречаются андезито-дациты, дациты. В ряде комплексов обнаружены трахибазальты, трахиандезиты и трахиты, в кумрочском комплексе — пикриты и авгититы [341]. Следует подчеркнуть, что ультраосновные вулканы являются неотъемлемой частью вулканической ассоциации кумрочского комплекса. Это подтверждается согласным залеганием подушечных лав и туфов ультраосновных вулкаников на базальтах и присутствием в вулканических брекчиях «переходной» части разреза обломков как базальтов, так и ультраосновных вулкаников.

Характерной петрографической особенностью базальтов и андезито-базальтов является преобладание в их составе порфировых разновидностей и подчиненное значение — афировых. Порфировые разновидности распространены преимущественно в виде обломков в туфах и в субвулканических телах, афировые иногда слагают и лавовые фации.

В целом вкрапленники составляют чаще 5—10% объема породы, в субвулканических фациях обычно наблюдаются полифировые структуры, когда объем вкрапленников достигает 60%. Размер вкрапленников 1—2 см, что в сотни раз больше зерен основной массы. Во вкрапленниках встречаются пироксен (моноклинный и ромбический), плагиоклаз, оливин и обыкновенная роговая обманка, образующие разнообразные сочетания. Среди эффузивных базальтов наиболее распространены породы с вкрапленниками клинопироксена или клинопироксена, плагио-клаза и подчиненного ортопироксена, причем содержание двух последних возрастает с ростом кремнекислотности пород (от

Рис. 33. Разрезы комплексов андезит-базальтовой формации: *а* — именованного (S_2Id_1), *б* — кумрочского валагинской серии (K_2).

Условные обозначения см. на рис. 23.

базальтов к андезитам). Чаще всего во вкрапленниках пироксен преобладает и идиоморфен относительно плагиоклаза. В базальтах повышенной щелочности (колтубанский, кумрочский комплексы) отмечаются вкрапленники оливина, клинопироксена и плагиоклаза или клинопироксена, плагиоклаза и роговой обманки. Последний минерал обычен во вкрапленниках субвулканических базальтов и андезитобазальтов (иногда в качестве единственного темноцветного минерала).

Моноклинный пироксен образует несколько поколений вкрапленников, иногда зонален. По оптическим свойствам и химическому составу он отвечает членам ряда диопсид—авгит. Изменение состава последовательных генераций клинопироксена сводится к уменьшению содержания кальция и магния за счет ΣFe (такой же тренд выявляется при сравнении пироксенов из базальтов и андезито-базальтов). На ранних стадиях кристаллизации пироксена имеет место также некоторый спад содержания кремния за счет алюминия и титана. В целом клинопироксены из базальтов и андезито-базальтов рассматриваемой формации на фоне клинопироксенов из базальтов других формаций характеризуются относительно высоким содержанием SiO_2 (около 51%), MgO (до 17—18%), низким количеством TiO_2 (0,2—0,4%) и Al_2O_3 (не более 3%). Их формула $Ca_{0,70-0,90}Fe_{0,10-0,20}^{2+}Mg_{0,85-0,95}Fe_{0,03-0,09}^{3+}Al_{0,10-0,15}Ti_{0,01}Si_{1,88-1,92}$ [493].

Плагиоклаз вкрапленников в наиболее свежих породах определяется как лабрадор, в основной массе — андезин; в породах, подвергшихся зеленокаменным изменениям, обычен альбит, но



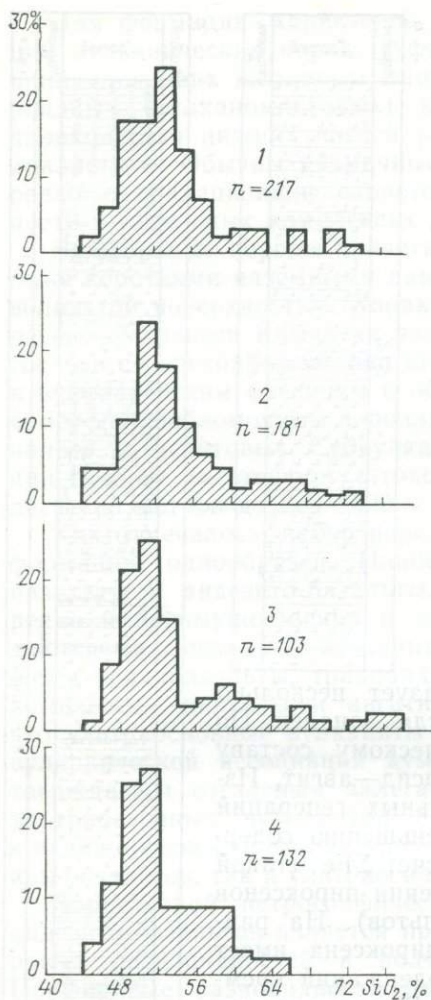


Рис. 34. Распределение SiO_2 в породах андезит-базальтовой формации.

Комплексы: 1 — именовский, 2 — ирендыкский, 3 — колтубанский, 4 — кумрочский.

он всегда сопровождается продуктами деанортизации, что резко отличает эти породы от натриевых базальтов.

Важной чертой пород рассматриваемых комплексов, в том числе и их базитовых членов, является очень низкое содержание и относительно ранняя кристаллизация магнетита, часто встречающегося в виде включений во вкрапленниках пироксена. Магнетит отличается низким содержанием TiO_2 (не более 5%).

Основная масса базальтов и андезито-базальтов — интерсертальная, гналопилитовая, витрофирровая — сложена микролитами плагиоклаза, мелкими зернами пироксена и разложившимся вулканическим стеклом.

Пикриты, обнаруженные в составе кумрочского комплекса (шаровые лавы, стратифицированные вулканические брекчии и туфы, дайки, силлы и трубки взрыва), всегда обладают порфиоровыми структурами.

Их постоянным минералом вкрапленников является оливин (Fo_{82-96}), к которому иногда присоединяется диопсид-авгит и крайне редко — флогопит. Основная масса пикритов — витрофирровая либо микролитовая. Характерным минералом основной массы является клинопироксен, часто представленный скелетными и блоковыми кристаллами. С этим пироксеном в основной массе в ряде случаев ассоциируют рудный минерал и флогопит. Аксессуарными минералами пикритов являются хромшпинелиды, гранаты, циркон. Те же акцессории обнаружены в базальтах, ассоциирующих с пикритами.

Авгтиты кумрочского комплекса (шаровые лавы, стратифицированные вулканические брекчии, дайки) представлены как

афировыми, так и порфировыми разновидностями. В последнем случае их минералами-вкрапленниками являются клинопироксен и редко оливин. Основная масса этих пород, а также афировые разности авгититов сложены микролитами клинопироксена в серпентин-хлоритовом мезостазиесе.

Для пород формации характерно непрерывное распределение составов пород по содержанию SiO_2 (в интервале 43—70%) и по щелочности, при этом 70% пород содержат не более 60% SiO_2 , а распространенность более кислых разновидностей резко убывает с увеличением их кислотности. В различных комплексах характер распределения по SiO_2 несколько варьирует в отношении как пределов колебания, так и положения моды (рис. 34). Комплексы Урала, особенно ирендыкский, являются несколько более лейкократовыми по сравнению с другими.

На диаграмме (рис. 35) составы различных комплексов занимают широкое поле, соответствующее мафическим и мафическо-салическим породам нормальной и повышенной щелочности. Наиболее низкой щелочностью характеризуются породы всех уральских комплексов и кроноцкого комплекса Камчатки; эжимский комплекс Алтае-Саянской области, а также кумроцкий комплекс Камчатки представлены преимущественно субщелочными породами, причем в первом из них щелочность повышена главным образом за счет Na_2O , во втором — за счет K_2O . Соответственно комплексы Камчатки принадлежат калиево-натриевым типам, комплексы Урала и Алтае-Саянской

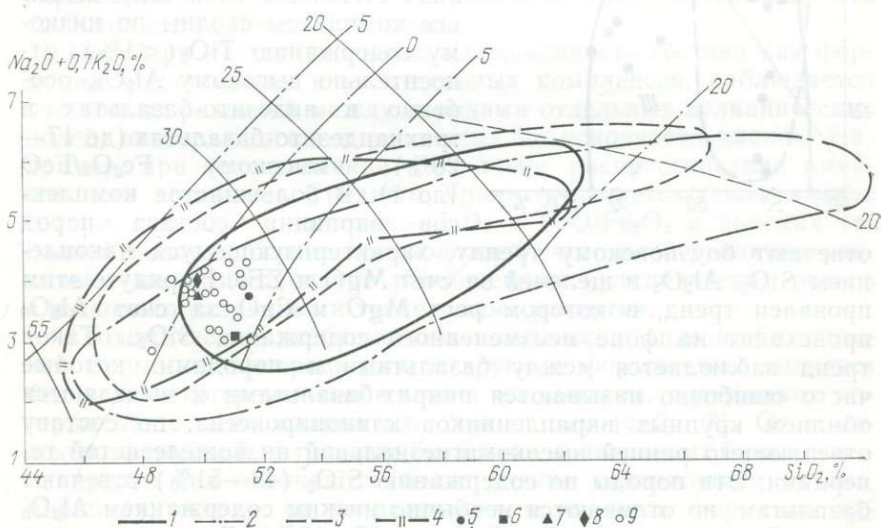


Рис. 35. Диаграмма составов пород андезит-базальтовой формации.

1—4 — контуры роев точек отдельных анализов; 5—9 — точки средних анализов. Комплексы: 1, 5 — именовский, 2, 6 — ирендыкский, 3, 7 — колтубанский, 4, 8 — кумроцкий, 9 — другие. Остальные обозначения см. на рис. 2.

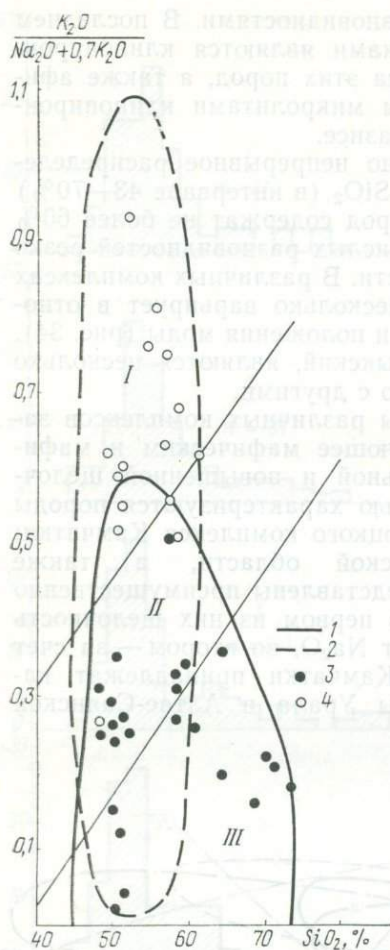


Рис. 36. Диаграмма типа щелочности пород андезит-базальтовой формации (1, 3) и формации калиевых базальтов—трахитов (2, 4).

1, 2 — контуры роев точек анализов; 3, 4 — точки средних составов по комплексам. 1—III см. на рис. 18.

области — натриевым и калиево-натриевым (рис. 36). На Урале отмечается возрастание калиевости в колтубанском комплексе, который характеризуется одновременно более высокой щелочностью и меланократовостью. Как установлено для кроноцкого комплекса, $K_2O/(Na_2O + 0,7K_2O)$ варьирует даже в пределах отдельных тел — лавовых потоков, силлов, даек, горизонтов вулканокластических пород и внутри отдельных лавовых шаров и подушек. Сумма щелочей более устойчива.

При значительных колебаниях степени и типа щелочности все комплексы сходны по низкому содержанию $TiO_2 (< 1\%)$, относительно высокому Al_2O_3 , особенно в андезито-базальтах и трахиандезито-базальтах (до 17—20%), высокому Fe_2O_3/FeO (до 1). В большинстве комплексов вариации состава пород отвечают боуэновскому тренду, характеризующемуся накоплением SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей за счет MgO и ΣFe . Наряду с этим проявлен тренд, в котором рост MgO и CaO за счет Al_2O_3 происходит на фоне неизменного содержания SiO_2 . Такой тренд наблюдается между базальтами и породами, которые часто ошибочно называются пикрит-базальтами и выделяются обилием крупных вкрапленников клинопироксена, по составу отвечающего ранней высокомагнезиальной низкожелезистой генерации. Эти породы по содержанию SiO_2 (48—51%) отвечают базальтам, но отличаются необычно низким содержанием Al_2O_3 (8—10%), высоким MgO и CaO (по 12—15%). Вероятнее всего, они являются продуктом отсадки ранних выделений клинопироксена. Иногда наблюдается связь их с наиболее поздними фазами извержения.

Отличаются от этих пород пикриты и авгититы, выявленные в составе кумрочского комплекса (табл. 10, ан. 8). Вместе с базальтами (которые здесь представлены преимущественно оливинсодержащими разностями) они образуют единый ряд как по значению кристаллизационного индекса (КИ) (78—21), так и по содержанию SiO_2 , хотя промежуточные разновидности по значению КИ (60—64) относительно редки. Общим для всего ряда пород являются повышенные содержания K_2O и MgO , пониженные — TiO_2 . Однако между основными и ультраосновными разновидностями вулканитов обнаруживается резкий скачок в содержании MgO и в меньшей степени CaO . Рассматривая особенности химического состава ультраосновных пород, можно видеть, что их разновидности, встречающиеся в различных фациях (лавы, вулканические брекчии, «туфы», дайки, силлы), в целом близки друг к другу (за исключением слюдяных разновидностей пикритов и авгититов). Следует отметить значительные вариации содержания в ультраосновных вулканитах щелочей, преимущественно калия, наблюдаемые в пределах отдельных тел. Ультраосновные породы разных районов различаются содержанием MgO , Fe_2O_3 , щелочей, значением $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$.

Различия средних составов пород разных комплексов видны из табл. 10. В интервале мафических составов (45—55% SiO_2) наибольшие колебания содержаний от комплекса к комплексу испытывают TiO_2 и K_2O . Комплексы, основные члены которых характеризуются высоким содержанием K_2O , сохраняют это свойство и в более кислых членах.

Несмотря на значительную выдержанность состава как формации в целом, так и ее отдельных комплексов, наблюдается ряд тонких различий между породами отдельных вулканических полей, повторяющихся в различных по основности членах. Например, при сопоставлении двух полос распространения именовского комплекса Среднего Урала выявляется более низкое содержание K_2O и высокое — TiO_2 и $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ в породах западной полосы. Можно предположить, что такие различия указывают на существование разобщенных вулканических очагов с несколько различными тенденциями развития.

Геохимической особенностью комплексов андезит-базальтовой формации по сравнению с другими формациями является бедность некогерентными малыми элементами, содержания которых чаще ниже кларка или близки ему (табл. 7). От комплексов формаций натриевых базальтов и натриевых базальтов—липаритов они отличаются более низким содержанием титана, циркония, иттрия, от последующих комплексов формации калиевых базальтов—трахитов — более низким содержанием калия, рубидия, стронция, бария, урана. Содержания никеля, кобальта, хрома, ванадия в породах этой формации близки кларковым.

10. Средний химический состав пород андезит-базальтовой формации, вес. %

Окислы	1		2		3		4		5		6		7		8	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	51,48	2,54	58,30	1,66	51,14	2,66	58,03	1,26	49,99	2,26	49,63	2,31	57,64	1,52	40,76	2,60
TiO ₂	0,76	0,25	0,71	0,18	0,64	0,30	0,45	0,12	0,77	0,35	0,71	0,22	0,73	0,21	0,32	0,15
Al ₂ O ₃	16,6	1,89	16,30	1,49	15,44	2,14	15,66	1,75	15,58	2,58	15,00	2,74	16,60	1,12	4,56	1,29
Fe ₂ O ₃	3,54	1,71	3,04	2,43	3,10	1,22	2,63	1,20	4,53	2,35	4,04	1,43	3,33	1,02	4,36	1,16
FeO	5,69	1,77	4,35	1,42	6,43	1,18	4,66	1,74	5,35	2,22	5,30	1,57	3,73	1,10	5,17	1,51
MnO	0,13	0,08	0,12	0,06	0,15	0,06	0,16	0,22	0,13	0,06	0,17	0,07	0,17	0,17	0,17	0,06
MgO	5,24	1,91	3,57	1,18	6,96	2,28	4,20	1,68	6,56	2,68	7,18	2,65	3,23	1,08	29,43	3,68
CaO	8,48	2,42	5,25	1,97	9,08	2,09	6,58	2,27	9,31	2,56	9,17	2,33	6,45	2,16	4,86	2,06
Na ₂ O	3,11	1,09	4,00	1,34	2,54	1,103	3,59	1,51	2,86	1,43	2,76	1,11	4,14	1,28	0,22	0,27
K ₂ O	0,94	0,73	1,57	1,87	0,85	0,7	1,19	1,62	1,34	1,20	1,98	1,28	1,53	0,95	0,45	0,62
P ₂ O ₅	0,15	16·10 ⁻⁴	0,17	62·10 ⁻⁴	0,15	—	0,10	—	0,19	66·10 ⁻⁵	He опр.	—	He опр.	—	He опр.	—
Количество анализов	135		47		130		22		39		115		14		100	

Комплексы: 1, 2 — именовский (данные Ю. С. Каретина, Л. Г. Каретиной, Б. П. Козина, И. В. Семенова и др.), 3, 4 — ирендыкский (данные В. А. Коротева, И. А. Петровой, Т. И. Фроловой и др.); 5 — колтубанский (данные Ю. С. Емельянова, А. П. Захаревича, М. Г. Калайтан, И. А. Петровой, Т. И. Фроловой и др.);

6—8 — кумроцкий (данные Б. А. Марковского, В. К. Ротмана и др.). 1, 3, 5, 6 — базальты и андезито-базальты, 2, 4, 7 — андезиты, 8 — пикриты.

В породах андезит-базальтовой формации на Урале наблюдаются немногочисленные кварцевые жилы с вкрапленностью золотосодержащего пирита. В составе комплексов встречаются также отдельные горизонты кремнистых сланцев, обогащенные марганцем, не имеющие промышленного значения. Обычно такие горизонты приурочены к верхней части разрезов.

С рассматриваемой формацией связаны также единичные сульфидные рудопроявления, представленные рассеянной вкрапленностью пирита с сопутствующей рассеянной халькопиритовой минерализацией; очень редко встречаются промышленные медноколчеданные месторождения (Полевской район на Урале). Рудные тела и вкрапленность сульфидов обычно встречаются в экзоконтакте мелких штоков дацитов, представляющих собой субвулканические образования. Сами штоки также подверглись незначительным гидротермальным изменениям. Сульфидная минерализация приурочена также к зонам осветленных, гидротермально измененных вулканических пород массивного или грубосланцеватого сложения, в большинстве случаев образованных за счет изменения туфов андезито-базальтов.

Несмотря на находки рудопроявлений пирита и халькопирита, перспективы на колчеданосность андезито-базальтовой формации подавляющим большинством исследователей оцениваются отрицательно.

Формация калиевых базальтов — трахитов *

Формация объединяет комплексы, сложенные калиевыми низкотитанистыми базальтами, трахибазальтами, слабо насыщенными андезитами, трахиандезитами и трахитами, присутствующими в переменных количественных соотношениях, чаще при некотором преобладании мафических членов. Характерны подводный фациальный облик пород, ассоциация их с морскими осадками, что связано с формированием в геосинклинальных условиях. Такой комплекс под названием ортофирового был выделен впервые на Урале Е. А. Кузнецовым [275], а затем и другими исследователями [148, 630]. Однако Ю. А. Кузнецовым он был описан в составе андезитовой формации. На Карте магматических формаций СССР [233] ортофировый комплекс и еще три сходных по составу комплекса показаны как формация базальтовых порфиритов и трахитовых порфиритов.

К формации калиевых базальтов—трахитов авторами отнесены следующие комплексы: на Урале туринский [596, 602, 630], сосвинский, петровгорский и люльинский [Р. И. Ерошевская, 1977 г.] (S_2-D_1) Тагильского и Войкарского синклиналиев,

* По Корякско-Камчатской области материалы представлены Б. А. Марковским.

мостостроевский (D_1) [548] Магнитогорского синклинория, нязинский (O_2-S_1) [Н. А. Румянцева, 1970, 1973 гг.] Бардымской зоны, чанчарский (D_2) [202] Сакмарской зоны, на Камчатке ирунейский (K_2-P) [Марковский, 1974 г.] Центральной Камчатки, в Корякской области комплекс трахиандезитов—габбро-сиенитов (K_2-P), на Кавказе комплексы гурийский, адигенской, на дадигенской свит (P) Аджарии и Гурии [146, 307, 466] и комплекс Талыша [5, 389, 449].

Комплексы формации калиевых базальтов—трахитов локализуются в зонах эвгеосинклиналичного развития: в их внутренних частях (туринский, люльинский, петровогорский, сосвинский Урала, талышский и аджарский Малого Кавказа), по периферии (ирунейский Центральной Камчатки) или в зоне сочленения их со смежными жесткими структурами (чанчарский, нязинский Урала, гурийский Малого Кавказа). Обычно они имеют линейное, реже площадное распространение. Масштабы распространения отдельных комплексов значительны. Максимальную площадь занимают выходы туринского комплекса (1250 км²), прослеживаемые вдоль Тагильского синклинория в виде двух полос длиной не менее 300 км, шириной 1—15 км. На многие сотни километров прослеживаются породы формации калиевых базальтов—трахитов в Корякско-Камчатской области (от о. Хоккайдо до Корякского нагорья). Значительно развиты породы формации в центральном сегменте Средиземноморского пояса, в пределах Аджаро-Триалетии, Талыша и Эльбурса, где близкие по возрасту комплексы составляют пояса планетарного значения.

Место рассматриваемой формации в истории развития зон оценивается по-разному: одни исследователи относят эти комплексы к геосинклиналичной стадии [506, 630], другие, учитывая субщелочной калиевый характер пород, — к орогенной субплатформенной [596, 629]. Аджаро-Триалетская зона в последнее время рассматривается не как геосинклиналичная область, а как зона авлакогенного типа внутри Закавказского срединного массива [466]. С позиций новой глобальной тектоники считают, что комплексы формации калиевых базальтов—трахитов на Урале сформировались в переходную «островодужную» стадию развития земной коры и являются самым поздним членом среди вулканических образований этой стадии, сменяющейся континентальной стадией [430] (в этом случае аналогом описываемой формации можно было бы считать шошонитовые ассоциации). Однако в Корякско-Камчатской области появление этой формации предшествует стадии типичной островной дуги [83].

По мнению автора, рассматриваемая формация является обычно наиболее поздней в ряду собственно геосинклиналичных формаций. Она следует во времени за андезит-базальтовой формацией либо проявляется одновременно с ней в соседних подзонах (шуралинский комплекс Урала, ирунейский Камчатки),

причем переход от одной формации к другой постепенный — с появлением на завершающих этапах образования андезит-базальтовой формации пород, обогащенных калием. Наряду с этим существуют комплексы (сосвинский, петровогорский на Урале, ирунейский на Камчатке), по составу и строению занимающие переходное положение между упомянутыми формациями. Эти комплексы представляют собой особую разновидность формации калиевых базальтов—трахитов с резко редуцированной трахитовой составляющей, причем по простиранию зон вулканизма они сменяются комплексами с полным набором пород. Ирунейской серии и кирганикской свите соответствуют ватынская серия и ачайваямская свита в Корякском нагорье, римнинская серия на Восточном Сахалине, матакотанская свита на Малой Курильской гряде, комплекс п-ова Немуро на о. Хоккайдо. Образования Корякского нагорья и Малой Курильской гряды представляют собой ассоциацию калиевого базальта—трахит, остальные отвечают разновидности ирунейского комплекса, т. е. почти не содержат трахитов.

Формация калиевых базальтов—трахитов, проявляясь одновременно с андезит-базальтовой формацией или позже ее, обычно смещена в пространстве относительно андезит-базальтовой, развиваясь в более стабильных участках. В Тагильском синклинии Урала она смещена ближе к оси его, развиваясь в унаследованных прогибах-грабенах, где происходило накопление терригенно-карбонатных формаций. На Камчатке ирунейский комплекс образует латеральный ряд с комплексами андезит-базальтовой (кумрочский) и натриево-базальтовой (африканский) формаций, располагаясь по отношению к последним в более удаленной от океана и приближенной к континенту подзоне, где возрастает мощность коры за счет гранитного слоя.

Образованием формации калиевых базальтов—трахитов заканчивается эволюция геосинклинального базальтового магматизма в пределах отдельных зон (процессы магматизма с некоторым перерывом возобновляются иногда в других зонах). В течение некоторого времени в этих зонах продолжается отложение карбонатных или флишевых толщ, затем наступает инверсия, гранитоидный магматизм обычно не проявляется.

Вулканические породы рассматриваемой формации обычно перемежаются с осадочными (в том числе вулканомиктовыми) и вулканогенно-осадочными. В парагенезе с этой формацией находятся флишеидные и карбонатные отложения. Общая мощность вулканогенно-осадочных толщ достигает 10 км для ирунейского комплекса, 4 — для талышского и туринского, 1,5—3 — для комплексов Аджаро-Триалетии.

Вулканические явления протекали в подводных условиях, о чем свидетельствует фация подводных подушечных лав калиевых трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов, выделяемая во всех комплексах формации [5, 202, 466, 601]. С этой фацией

тесно связаны широко развитые гиадокластиты, реже подушечные брекчии, подводные витрокластические (пемзовые) туфы, туффиты в ассоциации с флишоидными, флишевыми и рифогенными отложениями.

Наземная фация вулканизма проявлена значительно реже, как эпизодическое явление на фоне подводных фаций. Наземные фации представлены сваренными и витрокластическими туфами (туринский комплекс), спекшимися и лапиллиевыми туфами трахиандезитов (Талыш); осадочные породы при этом отсутствуют, наблюдаются следы обжига и спекания. В целом по формации пирокластические фации преобладают над лавами.

Одновременно с отложением вулканических продуктов происходило морское осадкообразование в условиях мелководья, более глубоководные отложения связаны с термальным дроблением лав при взаимодействии с морской водой. На Камчатке подобные отложения названы вулканогенно-турбидитовыми. Они представлены в ирунейском комплексе толщей мощностью 3 км, сложенной алевролитами, кремнисто-глинистыми осадками, реже псаммитами; позднее отложилась толща, мощностью 5 км, вулканомиктовых песчаников, гравелитов, обычно с градационной слоистостью; затем толща туфоангломератов с флишоидной пачкой ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов с четкой косою слоистостью. Подобные флишоидные отложения наряду с рифогенными карбонатными свойственны и туринскому комплексу (рис. 37). На Малом Кавказе синхронные отложения вулканических и флишевых толщ выделяются под названием вулканогенного флиша с широким развитием тефроидов и тефроидных туффитов [146, 386]. В пределах Гурийского хребта и Южно-Имеретинского предгорья такие породы составляют 70—80% общего объема толщ.

С вулканическими аппаратами центрального типа связано формирование толщ трахитового и трахиандезитового состава, с трещинными извержениями — толщ трахибазальтов.

С вулканическими породами ассоциируют субвулканические тела: купола, жерла, трещинные интрузии, силлы, дайки, служившие подводными каналами. По химическому и минеральному составу они соответствуют породам вулканических фаций. В глубоко эродированных блоках распространение субвулканических фаций выявляет площади былого развития вулканизма описываемой формации, остатки вулканотектонических структур.

В Тагило-Кушвинском районе Урала наблюдается вся серия переходов от вулканических фаций до глубинных интрузивных. Один из эпизодов мощной и длительной вулканической деятельности — формирование сиенитовой интрузии (Тагило-Кушвинской) в туринском комплексе, в результате которой возникла ассоциация столь характерных только для этого района пемзовых аквагенных туфов трахитов, переотложенных туффитов

Рис. 37. Разрезы комплексов калиевых базальтов—трахитов: а — туринской, б — ирунейской и кирганикской свит.

Условные обозначения см. на рис. 23.

того же состава, гиадокластитов (100 км²) с сиенито-диоритами и сиенитами (120 км²).

Широкое распространение комагматичных интрузивных пород — сиенитов, сиенито-диоритов, габбро-сиенитов — отмечается и в других комплексах формации: ирунейско-му комагматичен левоандриановский, палеогеновому вулканическому комплексу Аджарии — интрузии Джочо, Мери-си, Чвана, Кеда. Гомогенные включения и обломки интрузивных пород в вулканитах отмеченных выше комагматичных формаций свидетельствуют о близком интервале формирования и общем характере кристаллизации всего ряда пород.

Общим для всех комплексов формации является калиевая петрохимическая специализация пород. Это — калиевые базальты, трахиандезитобазальты, шошониты, абсарокиты, эссекситы, банакиты, лейцитовые тефриты и базаниты, шонкиниты, трахиандезиты, трахиты и трахидолериты. В составе комплексов нет ни кварцсодержащих пород, ни пород, богатых нефелином. Соотношение пород среднего состава (трахитов, трахиандезитов) с породами основного (трахибазальтов, трахиандезито-базальтов) от комплекса к комплексу меняется, но преобладает вторая группа. Наряду с эффузивами, обогащенными калием, в комплексах в резко подчиненном количестве встречены базальты и андезитобазальты без повышенного содержания калия, более соответствующие породам андезитобазальтовой формации.

Последовательность формирования вулканических пород различного состава внутри отдельных комплексов (при общей выдержанности и однородности состава пород и минералов) сильно меняется. Калиевые трахибазальты появляются как до



трахиандезитов и трахитов, так и после них, завершая формирование комплексов. В туринском комплексе вначале формируется трахит-трахиандезитовая ассоциация, затем шошонитовая. Для комплексов гурийской, адигенской и нададигенской свит характерно увеличение вверх по разрезу роли трахитов и трахиандезитов, тогда как оливиновые базальты и трахибазальты развиты в нижней части комплекса. В Талыше среднеэоценовая часть комплекса трахиандезито-базальтовая, нижнеэоценовая — трахибазальтовая.

Для всей гаммы пород формации характерны порфириновые структуры. Интрателлурические вкрапленники представлены плагиоклазом (обычно имеющим внешнюю кайму из существенно калиевого полевого шпата — санидина), пироксеном (авгитом), оливином, редко амфиболом и биотитом. В породах талышского, туринского, ирунейского, гурийского комплексов установлены вкрапленники лейцита (эпилейцита), часто замещенного анальцимом или альбитом. Для подушечных лав гурийского и талышского комплексов описано [5, 386] совместное нахождение в пределах одного подушечного тела оливиновых базальтов (центр тела) и оливиновых лейцитовых тефритов (у зоны закалки). Вместо вкрапленников лейцита в центральной части тел в основной массе содержатся ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата. Полная аналогия химического состава пород от края к центру одной подушки свидетельствует о том, что они являются продуктами одной субщелочной базальтовой магмы, а различие минералогического состава объясняется явлением гетероморфизма, как впервые это показал Г. С. Дзоценидзе [146].

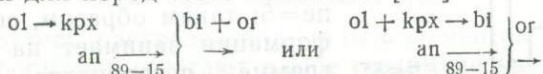
Клинопироксен рассматриваемой формации представлен высококальциевыми (20—22% CaO) авгитами, в отличие от большинства пироксенов щелочных пород содержит очень мало TiO_2 (менее 1%); особенностью этих минералов является также высокая степень окисленности железа [493].

По парагенезу вкрапленников, составу и структуре основной массы выделяется несколько разновидностей трахибазальтов. В наиболее меланократовых разностях, известных в туринском, нязинском комплексах, в бахмаройской свите (в последнем случае они названы «лимбургитами» [466]), вкрапленники (до 2 см) составляют 35—50% объема породы и принадлежат авгиту и оливину; основная масса состоит из мелких зерен авгита, иногда биотита, заключенных в стекло. Более распространены трахибазальты с вкрапленниками плагиоклаза (an_{70-90}), оливина и авгита с гиалопилитовой или интерсертальной основной массой, состоящей из плагиоклаза (an_{55-60}), авгита, биотита, анальцима, калиевого полевого шпата или плагиоклаза, авгита и лейцита. Среди аксессуарных описаны апатит, циркон, изредка гранат, турмалин, ортит. В трахиандезитах состав фенокристов тот же, но с меньшей долей

авгита и оливина. Плагноклаз (ap_{60-65}) обычно собран в гломеропорфировые звездчатые скопления. В основной массе — лейсты и микролиты плагноклаза (ap_{10-40}), санидина или натриевого санидина, авгита, биотита, аксессуарной — магнетит, апатит, циркон. Магнетиты в трахибазальтах и трахиандезитах рассматриваемой формации обычно ассоциируют с вкрапленниками, иногда включены в фенокристаллы пироксена. В основной массе этих пород равномерно распределена также вкрапленность зерен магнетита и ильменита, по размеру на порядок ниже. Она придает породам темно-серый или черный цвет. Стекловатый мезостазис (первично витрофировая основная масса) богат калием, что подтверждается при окрашивании натриевым кобальтин-нитритом.

Трахиты имеют вкрапленники плагноклаза (ap_{35-45}) или альбита, санидина, реже авгита, биотита и роговой обманки. Основная масса трахитов сложена санидином или калиевым полевым шпатом и альбитом. В нефелиновых и анальцимовых разновидностях к ним присоединяются нефелин и анальцим, в первых иногда и эгирин-авгит. Аксессуары представлены апатитом и магнетитом, реже гематитом и сфеном.

Часто один и тот же парагенез вкрапленников сохраняется в породах различной основности. Так, для пород комплекса Аджарии с содержанием SiO_2 45—63% отмечается парагенез: авгит + плагноклаз + биотит + ортоклаз с ограниченным развитием роговой обманки [307]. Обобщенная схема процесса кристаллизации для пород этого комплекса [307]:



Субвулканические фации по минеральному составу соответствуют обычно эффузивным, отличаясь более крупнозернистыми структурами и образуя ряд переходов к интрузивным аналогам. Для эффузивных и интрузивных пород одного типа щелочности пути кристаллизации идентичны и определяются условиями в близповерхностных очагах вулканов [307]. Пирокластические фации по минеральному составу соответствуют лавовым, отличаясь широким развитием витрофировых структур.

Региональные зеленокаменные изменения в породах комплексов формации калиевых базальтов — трахитов повсеместно не проявлены. В южной части туринского комплекса плагноклаз замещается пренитом и альбитом, появляются в основной массе иголки стильпномелана и чешуйки гидробиотита, а стекло замещается гидромусковитом. Процессы последующего преобразования пород сильно изменяют соотношение щелочей в породах формации: в туринском комплексе Урала появляются чисто альбитовые трахиты, в позднемиловом — палеогеновом комплексе Камчатки эпилейцитовые разновидности пород не содержат калия. Наиболее интенсивно процесс вторичного

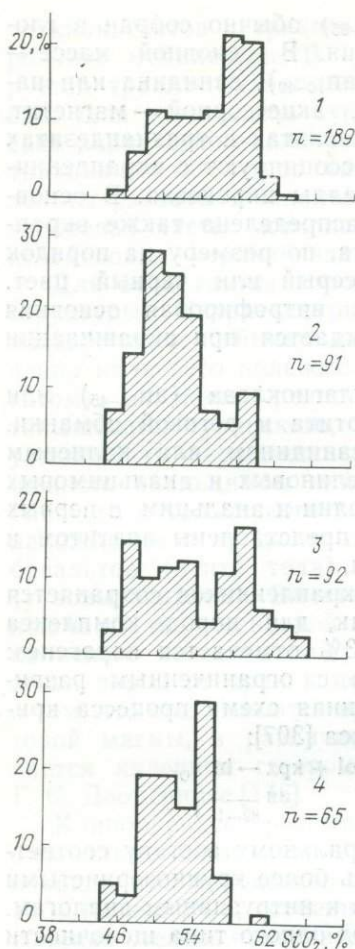


Рис. 38. Распределение SiO₂ в породах формации калиевых базальтов—трахитов.

Комплексы: 1 — туринский, 2 — ирунейский, 3 — аджаро-триалетский, 4 — талышский.

перераспределения щелочей происходит в стекловатых породах, особенно вблизи интрузивных массивов.

Распределение по SiO₂ пород формации (рис. 38) характеризуется почти одинаковой частотой встречаемости в интервале 48—60%, незначительный минимум отмечается в отдельных комплексах в интервале 52—55%. Пород с SiO₂ > 60—64% не встречено. В нормативном составе пород формации содержится либо кварц, либо нефелин (каждый не более 5%), либо оливин. На диаграмме (рис. 39) фигуративные поля точек располагаются вдоль линии q=0, почти не выходя за пределы узкой полосы, ограниченной изолиниями q=5, pe=5; таким образом, серия пород формации занимает на этой диаграмме пограничное положение между полями ненасыщенных и насыщенных SiO₂ составов. Породы туринского, тигильского, ирунейского комплексов имеют (по А. Н. Заварицкому) отрицательное

значение q и попадают в группу насыщенных и слабонасыщенных SiO₂ пород. Пределы колебания q для пород туринского комплекса от +2 до -14, причем отрицательные значения q отмечаются для всей гаммы пород (SiO₂ 48—60%).

Породы всех комплексов формации от наиболее основных до трахитов являются малотитанистыми (TiO₂ менее 1%). Они характеризуются также относительно высоким содержанием Al₂O₃ (16—20%), низким — MgO, высокой степенью окисленности железа, высоким содержанием P₂O₅ (табл. 11).

При переходе от трахибазальтов к трахитам на фоне возрастания содержаний SiO₂ и щелочей, падения — CaO, MgO и ΣFe отмечается некоторый рост Al₂O₃, что соответствует «боуэновскому» типу дифференциации. Наиболее высокое содержание Al₂O₃ имеют эпилейцитовые трахиты. Наряду с этим в от-

дельных комплексах (туринский, нязинский, гурийский) присутствуют разновидности трахибазальтов, бедных Al_2O_3 (12—13%), богатых MgO (до 12,5%) и CaO (11—12%). Они имеют по составу переходы к высокоглиноземистым трахибазальтам и отличаются от последних петрографически — обилием крупных вкрапленников клинопироксена, содержание которых может достигать 50%. Эти породы являются наиболее молодыми в составе комплексов и представляют, по-видимому, результат аккумуляции кристаллов авгита в придонных частях магматических резервуаров. Породы всех комплексов (рис. 37) являются калиевыми, лишь в петровогорском и сосьвинском комплексах калиево-натриевыми. При увеличении SiO_2 от 47 до 60% содержание Na_2O возрастает от 2 до 6%, K_2O — от 1 до 4,5, иногда до 10%.

На диаграмме $NaAlSi_3O_8-SiO_2-KAlSi_3O_8$ средние составы эффузивных и интрузивных пород туринского комплекса попадают на поверхности ликвидуса в область низкотемпературного трога (около 1050°C).

При сравнении пород формации калиевых базальтов—трахитов со среднемировыми типами выявляются две особенности: 1) постоянное тяготение по содержанию петрогенных элементов к габброидам (монцонитам, латитам, шошонитам), а не к гранитоидам, 2) повышенная щелочность, т. е. тенденция к лаурвикитам и ромбенпорфирам. Эта связь с базальтовой известково-щелочной магмой, приобретающей в конце развития повышенную щелочность, придает индивидуальные черты породам формации.

По характеру распределения малых элементов породы описываемой формации сочетают в себе геохимические особенности примитивных океанических толеитовых серий и щелочных базальтов, не соответствуя в полной мере ни тем, ни другим. Своеобразие формации заключается в том, что содержание в них таких элементов, как калий, рубидий, стронций, барий, уран, значительно повышено против кларка, в то время как содержание титана, циркония, тантала, ниобия понижено и лишь в наиболее лейкократовых членах количество циркония приближается к кларку или немного превосходит его (см. табл. 7). Такие геохимические особенности сохраняются во всех породах формации, что говорит об их тесной генетической связи. На фоне отмеченных общих особенностей наблюдаются некоторые различия между отдельными комплексами. На Урале нязинский комплекс отличается от других более высоким содержанием редких земель, чанчарский — циркония. В породах Аджаро-Триалетии максимальное содержание калия и рубидия связано с начальными этапами палеогенового вулканизма, в пределах верхнего комплекса они существенно понижаются, а на конечном этапе вновь возрастают, не достигая, однако, первоначальных концентраций. С увеличением количества SiO_2

11. Средний химический состав пород формации
 калиевых базальтов — трахитов, вес. %

Окислы	1		2		3		4		5	6
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}
SiO ₂	48,83	2,38	57,09	0,68	51,37	2,73	58,12	1,36	50,95	55,76
TiO ₂	0,79	0,15	0,59	0,18	0,70	0,28	0,66	0,16	0,70	0,91
Al ₂ O ₃	13,59	2,52	18,05	1,85	17,49	2,24	18,29	1,44	17,30	16,47
Fe ₂ O ₃	4,29	1,19	2,32	0,94	4,34	1,99	2,58	1,54	4,38	3,16
FeO	5,70	1,35	3,46	0,52	4,75	2,04	3,08	1,27	3,99	3,20
MnO	0,20	0,06	0,24	0,05	0,15	0,16	0,69	0,97	0,12	0,13
MgO	6,60	2,39	2,08	0,91	4,3	2,42	1,65	0,88	4,18	3,39
CaO	10,23	3,05	2,59	0,62	6,58	2,66	2,54	1,77	6,85	4,18
Na ₂ O	2,85	1,44	4,08	1,79	3,38	1,46	4,68	1,28	3,04	3,44
K ₂ O	3,12	1,71	6,45	2,36	3,25	2,25	5,49	2,45	3,11	6,4
P ₂ O ₅	0,43	—	0,32	—	0,41	0,027	0,29	91 · 10 ⁻⁵	0,36	0,42
Количество анализов	20		11		92		85		16	19

Продолжение табл. 11

Окислы	7		8		9		10	11	12
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}
SiO ₂	49,76	2,78	57,83	1,63	50,52	4,11	58,21	50,89	53,10
TiO ₂	0,66	0,32	0,44	0,28	0,5	0,2	0,59	0,48	0,81
Al ₂ O ₃	16,27	2,78	17,24	1,34	16,89	2,63	17,09	19,61	18,58
Fe ₂ O ₃	4,96	1,45	2,59	1,11	4,50	1,30	3,21	4,77	3,85
FeO	4,99	1,14	3,66	0,81	4,12	1,33	2,27	1,25	3,44
MnO	0,18	0,06	0,12	0,04	0,15	0,04	0,10	0,13	0,12
MgO	5,49	1,83	3,15	0,59	5,98	3,25	1,81	4,08	3,94
CaO	8,64	2,06	4,43	0,80	8,37	3,07	4,01	7,28	7,04
Na ₂ O	2,88	1,02	4,05	1,52	2,70	1,41	4,65	3,50	3,40
K ₂ O	2,80	1,61	4,02	1,22	2,72	2,17	4,78	3,12	3,66
P ₂ O ₅	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Количество анализов	83		6		29		14	22	43

Комплексы: 1, 2 — нязинский (данные Н. А. Румянцевой и др.), 3, 4 — туринский (данные Н. С. Чурилина, Б. И. Козина, Ю. С. Каретина и др.), 5, 6 — чанчарский [202], 7, 8 — ирунейский (данные Б. А. Мар-

ковского, В. К. Ротмана и др.), 9, 10 — аджаро-триалетский (данные Г. Ш. Надарейшвили, М. Б. Лордкипанидзе), 11 — талышский, ранний—средний эоцен (данные А. Д. Исмаил-Заде), 12 — талышский, позд-

ний эоцен (данные Н. С. Нижерадзе). 1, 3, 5, 7, 9, 11 — трахибазальты, 2, 4, 6, 8, 10 — трахиандезиты, трахиты, 12 — трахиандезито-базальт.

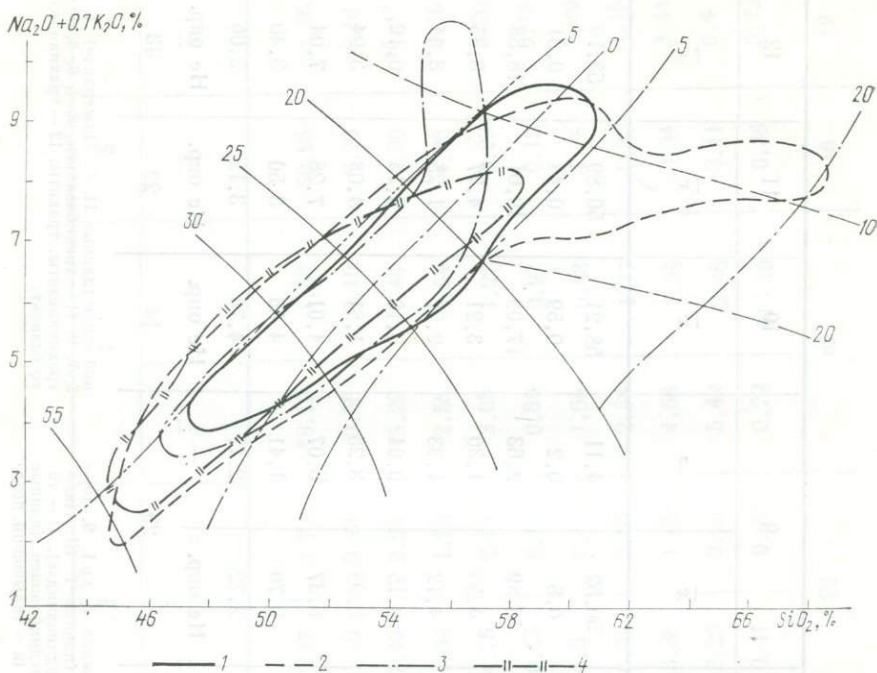


Рис. 39. Диаграмма составов пород формации калиевых базальтов—трахитов. Комплексы: 1 — туринский, 2 — аджаро-триалетский, 3 — талышский, 4 — ирунейский. Остальные обозначения см. на рис. 2.

содержание калия и рубидия возрастает, причем преимущественно накапливается рубидий, что характерно для генетически связанных пород дифференционного ряда. Содержание в породах формации никеля, ванадия, меди, кобальта, хрома близко к кларку.

В магматических комплексах формации калиевых базальтов—трахитов находятся месторождения железа, марганца, меди, полиметаллов, бентонитовых глин. Оруденение связано с субвулканическими интрузиями габбро, сиенитов, монцонитов, сиенито-диоритов. На Урале в связи с туринским комплексом известны крупнейшие скарново-магнетитовые месторождения Тагило-Кушвинского района, вскрытие в блоках, приподнятых не менее чем на 3 км. В Аджаро-Триалетской зоне располагаются скарново-магнетитовые месторождения Дзамское и Вакидждварское.

В Тагило-Кушвинском районе известно также около 20 мелких месторождений и рудопроявлений марганца, приуроченных к карбонатным толщам туринской свиты. Существует предположение [И. С. Шадрин, 1967 г.] о вулканогенно-осадочном происхождении марганцевых руд этого района. С Волковским

габровым массивом, пространственно сопряженным с Тагило-Кушвинским сиенитовым массивом, связаны промышленные месторождения меди (железо-медно-ванадиевый тип). Медно-рудная минерализация также встречается в калиевых метасоматических образованиях, ассоциирующих с ирунейским комплексом Камчатки (район перевала Кирганикского и верховья р. Шаромской).

В Талыше трахидолериты и эссекситы содержат рудопроявления титана, ванадия, меди. Медное рудопроявление приурочено к нарушениям северо-восточного направления, минерализация представлена малахитом и азуритом в миндалинах и в виде точечно-вкрапленной импрегнации. Полиметаллическое оруденение встречается в Аджаро-Триалетии в бассейне р. Аджарисцхали среди пород среднего эоцена вблизи крупного интрузива сиенито-диоритов. Намечается преимущественная связь полиметаллических месторождений с трахиандезит-делленитовыми вулканитами Юго-Восточной Аджарии. Проявления бентонитовых глин, известные в Махарадзевском районе Грузии (Асканское месторождение), образовались в результате субаэрального выветривания вулканических пород, гальмиролитического разложения вулканического пепла на дне морского бассейна и действия постмагматических растворов из очагов, давших мощные скопления туфов. В Талыше в связи с рассматриваемой формацией широко распространены цеолиты, представленные осадочно-диагенетическим типом, связанные с флишоидной осадочно-туфогенной толщей позднего эоцена. Гидротермальные цеолиты связаны с прожилками и миндалинами среди трахиандезито-базальтов и лейцитовых трахиандезитов.

Липарит-лейкобазальтовая формация

Наиболее существенные диагностические признаки формации: «контрастное» (бимодальное) распределение составов по саличности за счет присутствия базальтов и липаритов при варьирующем их соотношении и абсолютном преобладании первых; лейкократовый характер базальтов; часто повышенная щелочность калиево-натриевого типа; отсутствие или малое количество пирокластики; относительно небольшие мощности вулканитов; парагенезис с континентальными терригенными отложениями.

В рассматриваемую формацию объединены палеогеновые и позднемеловые — палеогеновые базальты и липариты хакаринской, магдыкитской, энмываамской и других свит Охотско-Чукотского вулканического пояса [38, 522, 559, 560, а также данные А. С. Синдеева и др.], неоген-четвертичные базальты совгаванской и шуфанской свит Сихотэ-Алиня (данные М. И. Розина и Д. И. Колесникова), позднерурские — раннемеловые вулканиты тургинской, усть-карской и других свит Восточного Забайкалья [398, а также данные С. А. Александровой,

В. В. Павловой], некоторые покровы в составе девонской быскарской серии Алтае-Саянской складчатой области [311, 315], средне-позднедевонский жаксыконский и позднепермский—раннетриасовый баканасский комплексы Центрального Казахстана (данные М. В. Тащининой, Е. Р. Семенов-Тяньшанской, 1966—1974 г. и др.), позднекарбонный—раннепермский сайканский и позднепермский—раннетриасовый «эссексит-диабазовый» комплексы Зайсанской складчатой области [102, 227], триасовый туринский комплекс Зауралья и Тургая [207, 490]. По-видимому, сюда же относятся протерозойские комплексы: збраньковский комплекс Восточно-Европейские платформы (данные З. Г. Ушаковой и А. С. Синдеева), вулканы Печенгского и Имандра-Варзугского прогибов [536], машакский комплекс Башкирского антиклинория (данные Н. А. Румянцевой и др.).

Становление вулканитов липарит-лейкобазальтовой формации происходит после завершения складчатости, когда на фоне общего воздымания или после него образуются грабенообразные впадины и прогибы и разделяющие их горсты. Впадины располагаются на месте краевых частей геосинклинальных прогибов и могут быть наложены на складчатые структуры (Забайкалье, Зауралье, Казахстан) или на жесткие структуры срединных массивов и частично складчатые структуры (впадины Урюмкано-Уровского и Урулюнгуевского блоков Восточного Забайкалья, Ульяновский прогиб Охотско-Чукотского пояса).

В зависимости от строения фундамента и длительности периода, прошедшего от последней складчатости до начала впадинообразования и сопутствующего ему магматизма, эти процессы могут рассматриваться как завершающие позднеорогенную стадию или как начало формирования чехла платформы. Вулканизм базальтового состава следует непосредственно после магматических образований орогенной стадии или со значительным разрывом во времени и смещением в пространстве.

Обычно вулканы липарит-лейкобазальтовой формации следуют непосредственно после дифференцированных вулканических серий андезитовой (или трахиандезитовой) или после кислых вулканитов липаритовой формации; в тех случаях, когда комплексы предшествующих вулканических формаций проявлены незначительно или отсутствуют, описываемым базальтам предшествуют граниты лейкогранитовой или аляскитовой формаций или дифференцированные интрузии диорит-гранодиоритовой формации. Исключение представляет Зауралье, где становление формации значительно оторвано во времени от более ранних проявлений магматизма. Иногда в тех же тектонических условиях формируются однородные по строению существенно лейкобазальтовые комплексы (Сихотэ-Алинь, Кавказ). В пределах мезозойских и некоторых герцинских складчатых систем нет никаких магматических образований моложе вулканитов

липарит-лейкобазальтовой формации, но иногда одновременно с ними в соседних структурно-формационных зонах формируются щелочные интрузии или дайковые комплексы пикритов и диабазов.

Как уже отмечено, липарит-базальтовый вулканизм проявился преимущественно в рифтогенных впадинах: грабенах, грабен-синклиналиях, мульдах. Грабены наложены на древние складчатые структуры, грабен-синклинали и мульды сохраняют черты унаследованности от складчатых структур фундамента. Амплитуда опускания в депрессиях 1,5—3 км, восходящие движения в горстах — до 1 км. Впадины и прогибы выполнены континентальными терригенными неравномерно обломочными породами, отложениями мелководных бассейнов, аллювиально-пролювиальными отложениями. В их составе песчаники, конгломераты, алевролиты, опоки, глины, битуминозные и угленосные породы, туффиты и туфопесчаники; карбонатные и кремнистые породы не характерны и встречаются крайне редко (Джунгаро-Балхашская и Чингиз-Тарбагатайская складчатые системы). Соотношение осадочных и вулканогенных пород в разрезах резко различно. Вулканыты слагают свыше 90% разреза в пределах Охотско-Чукотского пояса и некоторых впадинах Зауралья, осадочные породы (опоки, глины, алевролиты) в составе толщи представлены маломощными горизонтами и линзами. В Восточном Забайкалье, Казахстане и большинстве впадин Зауралья количество вулканитов в разрезе меняется от 50 до 90%, нередко вулканиты залегают среди осадочных пород в виде выклинивающихся, невыдержанных по простиранию потоков. Наконец, для некоторых комплексов характерны только субвулканические фации (Зайсанская складчатая область) — силлы и дайки, занимающие ничтожный объем в разрезе. В состав отдельных комплексов формации входят ассоциации основных и кислых пород (примерно 9:1); породы среднего состава слабо развиты или вовсе отсутствуют.

Площадь лавовых полей измеряется несколькими сотнями или тысячами квадратных километров. Общая мощность осадочных и вулканогенных пород достигает 3 км, мощность вулканитов составляет в среднем 100—600, реже 1500 м. И лавовые поля и структуры, в которых они локализованы (впадины, грабены), контролируются тектоническими нарушениями разрывного характера.

Базальты образуют потоки и покровы, а также силлы и дайки. Пирокластиты не характерны и встречаются редко. Мощности отдельных лавовых потоков 3—30, даек 0,5—25, силлов — 3—125 м. Состав пород в потоках, силлах и дайках: базальты, андезито-базальты, реже андезиты.

Кислые породы принадлежат к фациям пепловых туфов, игнимбитов, экструзивных куполов, некков, даек, невыдержанных по мощности потоков кластолав, линз стекол. По

составу они отвечают преимущественно липаритам (риолитам), дацитам, реже трахитам и трахилипаритам. Площадь экстрезивных куполов и некков 2—3 км², мощность даек 1—10, мощность лавовых и туфовых горизонтов 200—300 м.

Степень распространения пород липаритовой ассоциации крайне неравномерна. В контрастных комплексах вулканы кислого состава чаще приурочены к нижней части разреза вулканогенных толщ, в сложных комплексах (Казахстан, Забайкалье, Алтае-Саянская область) они встречаются на разных уровнях разреза и неоднократно перемежаются с базальтами. С липаритовой группой пород обычно ассоциируют туфогенно-осадочные породы смешанного происхождения: алевритовые туффиты, туфоалевролиты, туфопесчаники. Характер и масштабы проявления комплексов формации меняются в зависимости от их возраста.

В составе протерозойских комплексов (Кольский полуостров, Карелия, Урал) наряду с типичными лейкобазальтами присутствуют меланократовые базальты или коматиниты; мощность вулканогенных толщ достигает 1—3 км. Наиболее разнообразны по составу и, может быть, в большей степени дифференцированы вулканы среднепалеозойских (посткаледонских) комплексов (Алтае-Саянская область, Казахстан); мощности вулканогенных толщ также значительны. Позднепалеозойские (постгерцинские) и мезозойские комплексы характеризуются резко контрастным составом; мощность вулканогенно-осадочных толщ не превышает 1 км при мощности вулканитов 100—400 м.

Среди базальтов выделяется несколько различных по текстуре и структуре разновидностей: внутренние части потоков обладают более высокой степенью раскristаллизации, в кровле и подошве часто встречаются стекловатые разновидности. Характерно обилие шлаков, миндалекаменных и пористых лав, нацело слагающих маломощные потоки или верхние части более мощных потоков. Размеры миндалин и пор — от 1 мм до 6—10 см в поперечнике, их количество в породе доходит до 40%. Степень раскristаллизации базальтов слабая; строение афировое, реже микропорфировое (размеры вкрапленников 0,5—1, реже 3—5 мм); порфировые разновидности редки.

Определяющей чертой базальтов является их лейкократовость — преобладание в основной массе микролитов плагиоклаза, отсутствие темноцветных во вкрапленниках. Их петрографический состав: плагиоклаз с характерными резорбированными краями и включениями стекла [в микролитах (ап₅₅₋₆₀), в редких вкрапленниках (ап₅₀₋₇₅)], иногда с примесью ортоклазового компонента, пироксен моноклинный (субкальциевый) авгит с высоким содержанием титана и железа и низким содержанием магния), ромбический пироксен (бронзит с содержанием MgSiO₃ 70—80%, реже гиперстен), оливин встречается редко [гиалосидерит (fa₂₀₋₄₅), реже хризолит], магнетит или

титаномагнетит нескольких генераций. Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, ильменит. Вторичные изменения выражаются в серицитизации, калишпатизации, хлоритизации, скаполитизации плагиоклаза. По оливину развиваются хлорит, боулингит-иддингситовые агрегаты, реже карбонаты, биотит. Стекло основной массы девитрифицировано и представлено вторичными глинистыми минералами (монтмориллонитом, гидрослюдами), палагонитом, кремнисто-халцедоновыми агрегатами и рудной пылью, хлоритом. Показатели преломления стекла в среднем $n = 1,555 \div 1,570$, что отвечает содержанию в нем $\text{SiO}_2 = 50 \div 55\%$, но доходит и до 1,590—1,599 (Зауралье).

По степени раскристаллизации выделяются следующие структурные разновидности: долериты (структуры основной массы — пойкилоофитовая, интерсертальная, призматически-зернистая и др.), базальты (структуры — интерсертальная, микролитовая, микропойкилоофитовая, гиалопилитовая), миндалекаменные базальты (структуры — гиалопилитовая, гиалоофитовая, реже интерсертальная, гиалиновая), гиалобазальты, гиалокластиты (структуры — гиалиновая, гиалопилитовая, реже витрофитовая).

Андезиты (и частично андезито-базальты) отличаются постоянным присутствием вкрапленников плагиоклаза (an_{35-45}). В переменном количестве отмечаются авгит или гиперстен, роговая обманка, реже биотит. Основная масса, как и в базальтах, слабо раскристаллизована; структуры пилотакситовая, гиалопилитовая, микролитовая.

Салические породы, отличаясь крайним разнообразием фаций, имеют сравнительно однообразный состав. Преимущественно это липариты или липарито-дациты, иногда встречаются плагиолипариты, трахилипариты, трахиты, гранит-порфиры, дациты, андезито-дациты. Тот же состав имеют туфы, игнимбриты, стекла. Структура пород чаще порфировая, текстура флюидальная или кластическая; структуры основной массы — микропойкилитовая, сферолитовая, микрофельзитовая, перлитовая, аллотриноморфнозернистая, фельзитовая. Вкрапленники представлены в основном альбитом или олигоклазом, кварцем и калиевым полевым шпатом (чаще санидином), реже встречаются биотит, роговая обманка. В дацитах и андезито-дацитах состав плагиоклаза отвечает андезину, обычной становится роговая обманка, появляется ромбический пироксен. Акцессорные минералы: апатит, магнетит, сфен, циркон. Для трахитов, трахилипаритов, гранит-порфиров характерны микропертитовые и гранофировые сростания, замещение плагиоклаза ортоклазом.

В туфах наряду с обломками стекла, плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, характерных для кислых пород, имеются в подчиненном количестве ксеногенные обломки из пород фундамента (гранитоиды, осадочные породы), обломки эффузивов среднего и основного состава.

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	52,55	65,86	49,21	60,47	74,39	49,68	71,73	49,59	53,58	68,51	76,23	51,44	74,11	49,12	52,23
TiO ₂	1,49	0,93	1,51	0,87	0,24	1,89	0,31	1,90	2,20	0,41	0,15	1,38	0,18	1,98	1,68
Al ₂ O ₃	13,87	12,73	17,09	15,90	12,66	16,20	13,26	15,56	15,92	14,47	12,02	16,96	12,23	15,17	15,35
Fe ₂ O ₃	5,68	5,25	5,09	4,80	1,59	5,61	1,37	4,45	4,36	1,82	1,01	5,27	2,51	3,76	3,04
FeO	6,72	3,93	4,73	3,10	2,16	6,12	1,82	5,45	4,90	1,58	1,05	4,58	1,45	7,67	7,60
MnO	0,17	0,12	0,12	0,09	0,06	0,16	0,06	0,13	0,23	0,08	0,06	0,15	0,05	0,17	0,14
MgO	4,84	1,20	5,01	2,12	0,36	4,12	0,50	3,22	3,50	0,71	0,39	4,41	0,40	7,86	6,82
CaO	6,44	1,17	8,38	3,90	0,54	8,16	0,67	8,07	5,17	1,46	0,43	7,88	0,72	8,27	7,62
Na ₂ O	3,84	3,91	3,13	3,99	3,40	2,76	2,34	3,29	3,75	3,28	2,21	3,26	3,52	2,87	2,95
K ₂ O	1,56	2,91	1,37	2,58	4,28	1,26	5,80	2,25	2,36	5,00	4,85	1,88	4,17	1,44	0,81
Количество анализов	30	6	25	10	31	53	53	22	9	23	19	106	33	7	6

1—2 — печенгский комплекс Кольского полуострова (PR₂) (данные С. Н. Суловой, 1974—1975 гг.); 3—5 — жаксыконский комплекс Центрального Казахстана (D₂₋₃) (данные Е. Р. Семенович-Тяньшанской, Д. В. Голубятникова, 1959, 1966 гг.; Л. Г. Никитиной, 1965 г.; Е. В. Плющева, 1964 г. и др.); 6—7 — туринский комплекс Зауралья (Т)

(данные Н. А. Румянцевой, Е. Е. Порошина, 1973 г.); 8—11 — тургинская, оловская и другие свиты Урулунгуевского блока Восточного Забайкалья (J₃—K₁) (данные С. В. Александровой, В. В. Павловой, 1974 г.; И. П. Никольской, 1968, 1974 гг. и др.); 12, 13 — магдыкитская, хакаринская и другие свиты Охотско-Чукотского

вулканического пояса (K₂—P) (данные А. С. Синдеева, 1975 г.); 14, 15 — совганская свита Сихотэ-Алиня (данные М. И. Розина, Д. И. Колесникова, 1972 г.). 3, 6, 8, 12, 14 — базальты, трахибазальты; 1, 9, 15 — андезит-базальты; 4 — андезиты; 10 — трахиты; 2 — андезит-дациты; 5, 7, 11, 13 — липариты, трахилипариты.

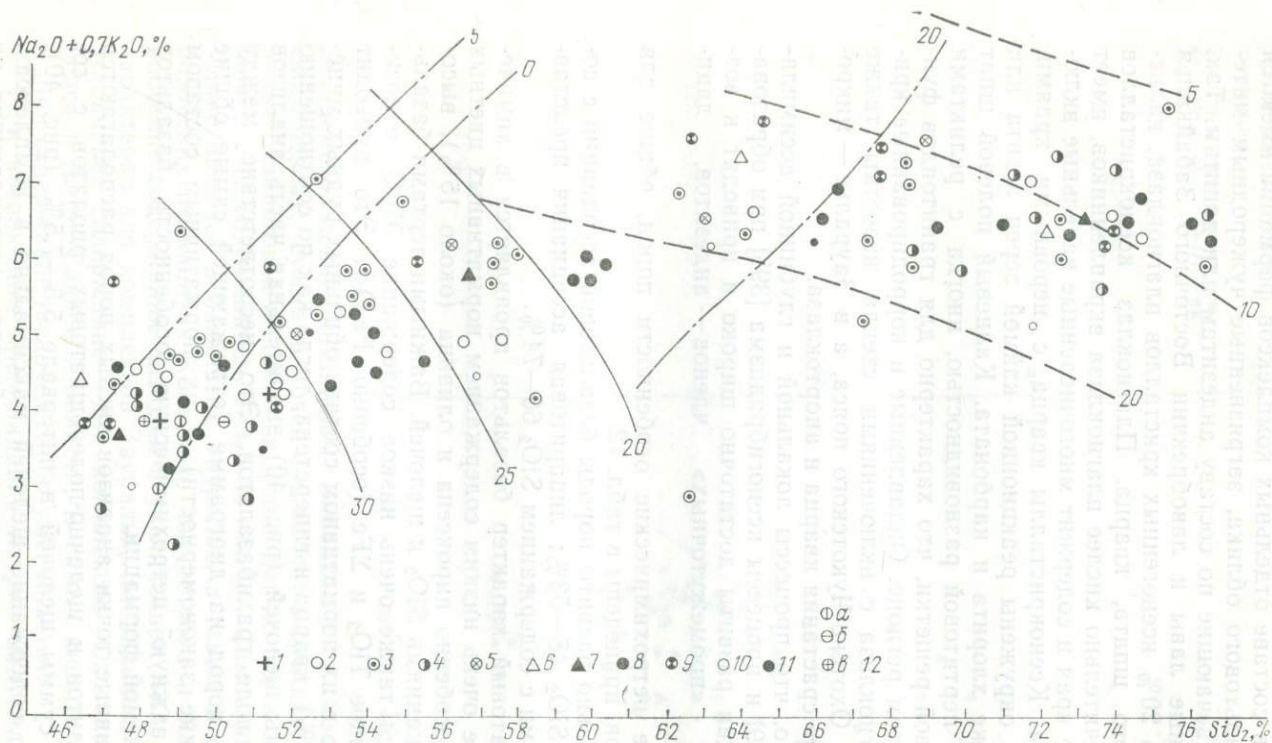


Рис. 40. Диаграмма составов пород липарит-лейкобазальтовой формации.

Точки средних составов пород: 1 — совганская свита Сихотэ-Алиня (N—Q), 2 — хакаринская, магдыкитская, энимваамская и другие свиты Охотско-Чукотского вулканического пояса (K₂—P), 3 — тургинская, оловская и другие свиты Восточного Забайкалья (J₃—K₁), 4 — туринский комплекс Зауралья (T), 5 — баканасский комплекс

Центрального Казахстана (P—T), 6 — сайканский комплекс Зайсанской складчатой области (C₃), 7 — «эссекит-диабазовый» комплекс Зайсанской складчатой области (P—T), 8 — жаксынкский комплекс Центрального Казахстана (D₂₋₃), 9 — отдельные покровы в составе быскарской серии впадин Алтае-Саянской области (D), 10 — ма-

шакская свита Урала (PR₃), 11 — печенгский комплекс Кольского полуострова (PR₂), 12 — базальты разных формационных типов, по данным В. А. Кутолина: *a* и *b* — траппы древних и молодых платформ, *в* — континентальная оливин-базальтовая формация. Остальные обозначения см. на рис. 2.

Помимо андезитов, являющихся дифференциатами базальтовой магмы, в составе отдельных комплексов формации имеются породы базальтового облика, загрязненные чужеродным материалом и отвечающие по составу андезитам или дацитам. Так, ксеногрибидные лавы и лавобрекчии Восточного Забайкалья содержат до 20% ксеногенных кристаллов плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца. Плагиоклаз ксенокристаллов (an_{28-30}) значительно кислее плагиоклаза вкрапленников, имеет оплавленные края и содержит многочисленные капельные включения стекла. Ксенокристаллы кварца, с неровными краями, с заливами, окружены реакционной каймой зерен авгита или эпидота, реже хлорита и карбоната. Калиевый полевой шпат представлен пертитовой разновидностью, иногда с реликтами микроклиновой решетки, что характерно для гранитоидов фундамента в этом регионе. Оплавленные и корродированные кристаллы плагиоклаза с включениями стекла известны также в базальтах Охотско-Чукотского пояса, а в Зауралье — микропегматитовые сростания кварца и анортоклаза.

Возможно, что процессы локальной и глубинной ассимиляции [287, 289] и процессы ксеногрибидизма [398] при образовании формации развиты достаточно широко и приводят к возникновению «промежуточных» членов — андезитов, дацитов и др.

Основные петрохимические особенности пород, общие для всех регионов, приведены в табл. 12.

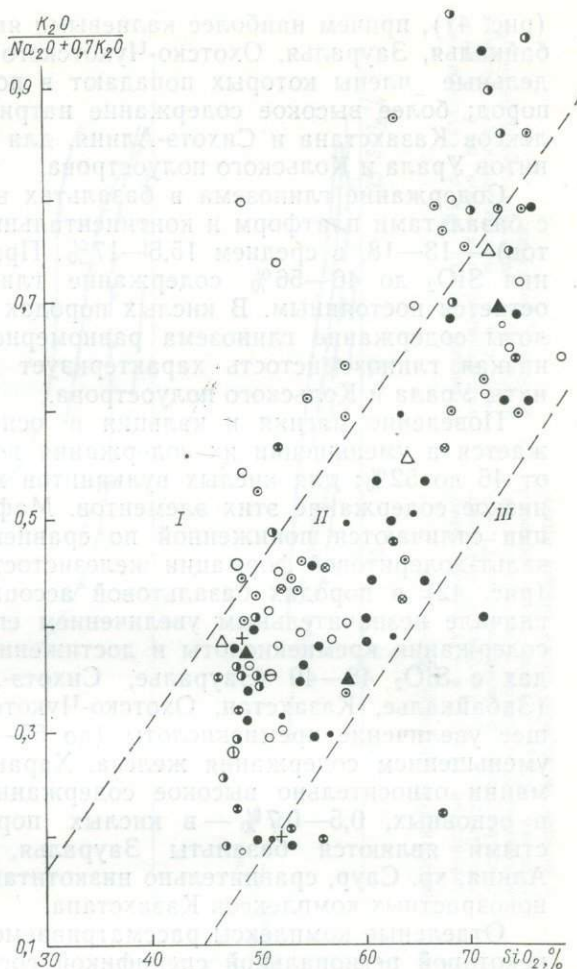
Максимально развиты породы базальтовой ассоциации с содержанием SiO_2 48—53%; липаритовая ассоциация представлена породами с содержанием SiO_2 66—74%.

Лейкократовый характер базальтов проявляется в химическом составе очень низким содержанием нормативных цветных минералов, особенно пироксена и оливина (около 15%), высокими содержаниями SiO_2 и щелочей. Важными чертами базальтов являются также очень низкое содержание MgO , относительно высокое TiO_2 и ΣFe (особенно Fe_2O_3). Это приводит к появлению в их нормативном составе обильных рудных минералов (>10%), кварца и гиперстена, тогда как по соотношению SiO_2 и суммы щелочей (рис. 40) значительная часть анализов попадает в поле трахибазальтов. Это несоответствие между положением пород на диаграмме (отражающей самые общие статистические закономерности) и их нормативным составом составляет важную петрохимическую особенность базальтов рассматриваемой формации.

Фигуративные точки анализов кислых пород располагаются в поле риолитов и щелочно-полевошпатовых риолитов с содержанием суммы щелочей в интервале 5,5—7,5% (рис. 40). Абсолютное содержание щелочей максимально в комплексах, отличающихся значительным разнообразием составляющих их пород (жаксыконский и баканасский комплексы Казахстана,

Рис. 41. Диаграмма типа щелочности пород липарит-лейкобазальтовой формации.

Условные обозначения см. на рис. 40, I—III — на рис. 18.



позднемезозойские комплексы Забайкалья и Охотско-Чукотского пояса); сумма щелочей составляет в среднем 4—5% в породах базальтовой ассоциации и доходит до 6% в более кислых породах (с содержанием $\text{SiO}_2 = 53 \div 58\%$). Самое низкое содержание щелочей в базальтах Зауралья, а также в среднепротерозойских вулканитах Кольского полуострова и Карелии. Возрастание содержания щелочей с увеличением SiO_2 до 55—60% характерно для комплексов Зауралья, Забайкалья, Казахстана, устойчивое содержание — для комплексов Охотско-Чукотского пояса и Алтае-Саянской области. В самых кислых членах формации содержание щелочей слабо уменьшается.

При абсолютном преобладании натрия над калием породы формации относятся к нормальной калиево-натриевой серии

(рис. 41), причем наиболее калиевыми являются комплексы Забайкалья, Зауралья, Охотско-Чукотского пояса и хр. Саур, отдельные члены которых попадают в поле развития калиевых пород; более высокое содержание натрия отмечается для комплексов Казахстана и Сихотэ-Алиня, для протерозойских вулканитов Урала и Кольского полуострова.

Содержание глинозема в базальтах высокое (по сравнению с базальтами платформ и континентальных оливиновых базальтов) — 13—18, в среднем 15,5—17%. При увеличении содержания SiO_2 до 46—56% содержание глинозема, как правило, остается постоянным. В кислых породах с 65—75% кремнекислоты содержание глинозема равномерно уменьшается. Самая низкая глиноземистость характеризует протерозойские вулканиты Урала и Кольского полуострова.

Поведение магния и кальция в основных породах выражается в уменьшении их содержания по мере изменения SiO_2 от 46 до 52%; для кислых вулканитов характерно равномерно низкое содержание этих элементов. Мафические члены формации отличаются пониженной по сравнению с базальтами базальт-долеритовой формации железистостью. Поведение железа (рис. 42) в породах базальтовой ассоциации характеризуется вначале незначительным увеличением его по мере увеличения содержания кремнекислоты и достижением максимума в породах с SiO_2 48—49 (Зауралье, Сихотэ-Алинь) или 51—53% (Забайкалье, Казахстан, Охотско-Чукотский пояс); последующее увеличение кремнекислоты (до 55—57%) сопровождается уменьшением содержания железа. Характерно для пород формации относительно высокое содержание титана (1,7—2,2 — в основных, 0,5—0,7% — в кислых породах). Высокотитанистыми являются базальты Зауралья, Забайкалья, Сихотэ-Алиня, хр. Саур, сравнительно низкотитанистыми — породы разновозрастных комплексов Казахстана.

Отдельные комплексы рассматриваемой формации обладают некоторой региональной спецификой состава. Так, по низкому содержанию титана, железа, магния, по высокой глиноземистости, высокому содержанию натрия и наличию вулканитов среднего и кислого состава девонский жаксыконский комплекс Казахстана отличается от типичных представителей липаритлейкобазальтовой формации. Те же признаки, но менее отчетливо выраженные, характеризуют и пермо-триасовый баканаский комплекс того же региона. Содержание указанных элементов в этом комплексе меняется значительно меньше, чем в других, и становится в кислых породах этих комплексов относительно более высоким. Также региональной особенностью является самое высокое (для данной формации) содержание магния и железа в базальтах Урала, характерное для разных комплексов: и позднепротерозойского машакского и триасового туринского. Высокое содержание калия и титана определяет

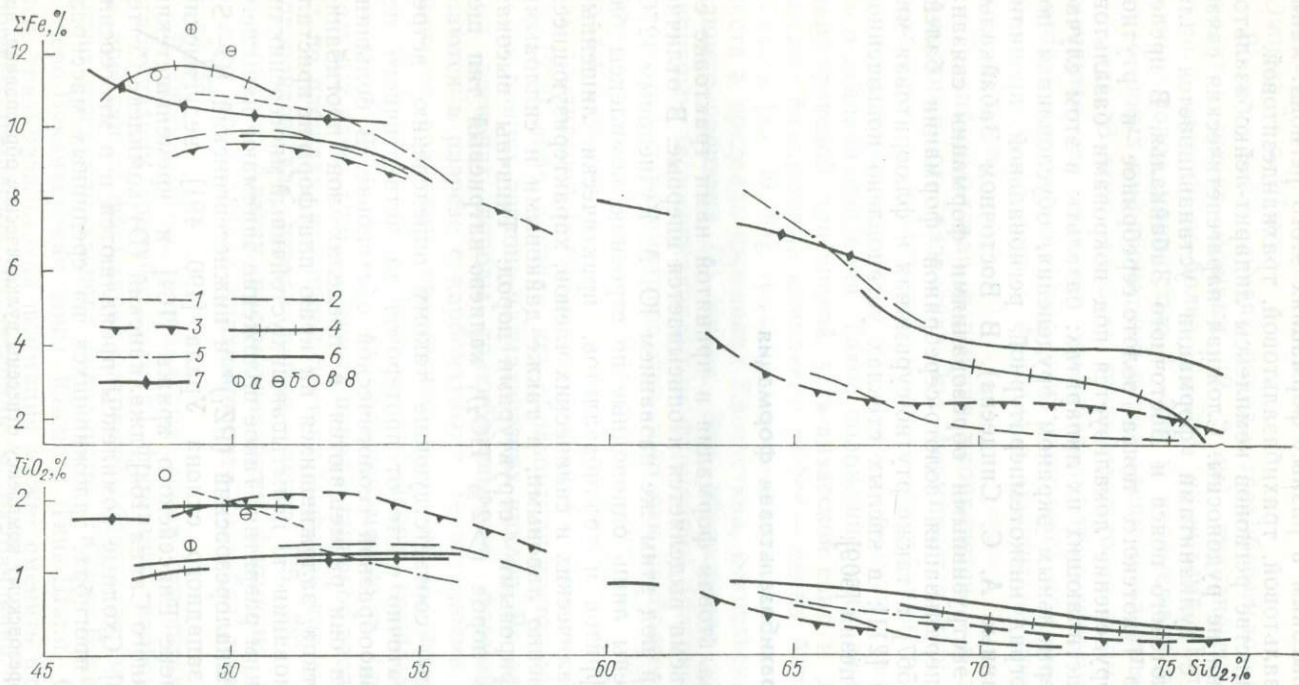


Рис. 42. Диаграмма составов пород липарит-лейкобазальтовой формации.

Вариационные линии для средних составов пород: 1 — совганская свита Сихотэ-Алиня (N—Q), 2 — магдыкитская, хакаринская и другие свиты Охотско-Чукотского вулканического пояса (K_2 —P), 3 — тургинская, оловская и другие свиты Восточного

Забайкалья (J_3 — K_1), 4 — туринский комплекс Зауралья (T), 5 — баканасский комплекс Центрального Казахстана (P—T), 6 — жаксыгонский комплекс Центрального Казахстана (D_{2-3}), 7 — некоторые покровы в составе быскарской серии впадин Алтае-

Саянской области (D), 8 — базальты разных формационных типов, по В. А. Кутолину: *a* и *b* — траппы древних и молодых платформ, *e* — континентальная оливин-базальтовая формация.

региональный петрохимический фон Забайкалья и остается достаточно высоким в разных формациях этого региона: липарит-лейкобазальтовой, трахибазальтовой, трахиандезитовой.

В большинстве регионов комплексы липарит-лейкобазальтовой формации не рудоносны. Сложная парагенетическая связь оруденения с вулканитами формации устанавливается для Охотско-Чукотского пояса и Восточного Забайкалья. В пределах Охотско-Чукотского пояса золото-серебряное и ртутно-сурьмяное оруденение локализуется под покровами базальтов, иногда в подстилающих их липаритах; базальты в этом случае являются термальным экраном оруденения, обуславливая положение изоград низкотемпературной региональной пропилитизации (данные А. С. Синдеева). В Восточном Забайкалье с кислыми экструзивными образованиями формации связана золотая минерализация золото-серебряной формации балейского типа [567], а также ртутно-сурьмяная и флюоритовая минерализация [211]; в кислых стеклах установлено повышенное содержание цезия [609].

Трахибазальтовая формация

Трахибазальтовая формация в принятой нами трактовке ее границ и объема выделяется и описывается впервые. В отличие от описанной под этим же названием Ю. А. Кузнецовым [276] к ней отнесены лишь однородные по строению комплексы базанитов, тефритов и трахибазальтов, практически лишенные мафического-салических и салических членов, характеризующиеся преимущественно лавовыми, а также дайковыми и силловыми фациями, афировыми структурами пород. Типичны высокая титанистость пород ($>2\%$ TiO_2), калиево-натриевый тип щелочности.

Комплексы, соответствующие такому определению, встречаются достаточно часто от протерозоя до четвертичного периода в разнообразной геологической обстановке. В большинстве случаев они размещаются в пределах зон прогибания различного типа, заложившихся на краю платформ на кристаллическом основании и испытывавших устойчивый миогеосинклинальный режим развития. Такое положение занимают навышенский (Rf_1), шпалорезовский (PZ_1)* и нижнесергинский (O—S) комплексы западного склона Урала [490, 491], ведугинский (Rf_2) комплекс Енисейского кряжа [164] и кремьшетский (Rf_3) Восточного Саяна [164], джалканский (D) комплекс Сетте-Дабана [103]. Сходные комплексы проявляются и в миогеосинклинальных прогибах, заложившихся на срединных массивах,

* К шпалорезовскому комплексу отнесены вулканические образования, выделявшиеся ранее в западный пояс дворецкой свиты [491].

например катармайский (D) [268] и текелиторский (D₂₋₃) [162] Южного Тянь-Шаня.

Во всех этих случаях породы трахибазальтовой формации входят в состав мощных (2—3 км) вулканогенно-осадочных толщ, составляя не более 10—20% их объема. Пачки вулканогенных пород мощностью 1—300 м перемежаются с пачками терригенных и карбонатных пород преимущественно подводного генезиса. В этих условиях трахибазальтовая формация иногда сменяется во времени трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формацией (дворецкий комплекс) или формацией щелочных базальтоидов и фонолитов (чапинский комплекс, Енисейский кряж).

Трахибазальтовая формация проявляется и в зонах эвгеосинклиального развития. Она формируется чаще до начала интенсивного дифференцированного прогибания и вулканизма в их пределах, на фоне энергичного преимущественно подводного осадконакопления. Такое положение занимают комплексы манжерокской, чингинской, усть-анзасской свит и другие однородные базальтовые комплексы рифея — венда Алтае-Саянской области [35, 36, 94], трахибазальтовые комплексы того же возраста в пределах каледонид Казахстана, кокпельский комплекс раннего ордовика (?) Урала. Эти образования предшествуют типичным эвгеосинклиальным формациям (натриевых базальтов и др.) и рассматриваются либо как наиболее ранние проявления эвгеосинклиального магматизма [35, 36], отождествляясь нередко со «спилит-диабазовой» формацией [233], либо как проявления магматизма «рифтовой» предокеанической стадии [210], либо, наконец, как образования посторогенной стадии более ранних тектоно-магматических циклов. Во всех упомянутых регионах породы трахибазальтовой формации перемежаются в разрезе с карбонатными, терригенными, реже кремнистыми осадками преимущественно мелководного генезиса. Отличительной особенностью рифейских комплексов Алтае-Саянской области является большая мощность (до 1 км) отдельных пачек вулканогенных пород и широкое распространение их по площади, что определяет их значение как маркирующих горизонтов для верхов рифея — венда [35, 36]. В пределах Кузнецкого Алатау рассматриваемая формация часто замещается по латерали трахилипарит—трахибазальтовой формацией [36].

В других эвгеосинклиальных зонах относительно ранней стабилизации трахибазальтовая формация, наоборот, следует во времени за формацией натриевых базальтов, завершая развитие геосинклиального вулканизма (Южно-Букантауская и Северо-Букантауская зоны Южного Тянь-Шаня, С₁₋₂). Наконец, трахибазальтовая формация может сменять формацию натриевых базальтов по латерали, в направлении к границам эвгеосинклиналей.

Комплексы трахибазальтовой формации известны и в пределах платформ, например на северо-западной окраине Сибирской платформы. Ергалахский трахибазальтовый комплекс (Р) представляет здесь самые ранние проявления магматизма и предшествует базальт-долеритовой формации. Наряду с этим пачка трахибазальтов мощностью до 180 м (юряхский комплекс, Т₁) залегает и внутри лавовых толщ долерит-базальтовой формации [100]. Некоторые исследователи рассматривают в качестве платформенных образований (и включают в «трапповую» формацию) упомянутый выше трахибазальтовый комплекс Сетте-Дабана [100].

Комплексы, по составу и строению отвечающие принятому определению трахибазальтовой формации, известны и в областях современной тектоно-магматической активности, однако условия их проявления существенно отличаются от описанных выше. Молодые и современные комплексы этой формации обычно связаны с зонами внутриконтинентальных рифтов и проявляются на стадии энергичного трогообразования. В пределах СССР сюда относятся четвертичные базальты Прибайкалья, связанные с Байкальской системой рифтов [31], вулкан Балаган-Тас [488], связанный с Момским рифтом [358]. К трахибазальтовой формации относятся также и другие однородные комплексы [557], объединяемые во внутриконтинентальную щелочно-оливин-базальтовую провинцию Центральной и Восточной Азии [31]. Все эти комплексы характеризуются ничтожными объемами (общая мощность потоков — первые сотни метров), наземным характером вулканизма. В зонах рифтов трахибазальтовая формация проявляется неоднократно, ассоциируясь с лейкобазальтовой, трахилипарит-трахибазальтовой, трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой и щелочно-базальтоидными формациями.

Многообразие обстановок проявления трахибазальтовой формации, создающее видимость ее индифферентности к тектонике, можно свести к двум общим условиям:

- 1) проявление в моменты относительно низкой магматической активности до или после эпох более бурного развития магматизма;
- 2) локализация в зонах линейных разломов и рифтовых структур, что свидетельствует о связи ее с режимом растяжения.

Несмотря на разнообразие условий проявления, трахибазальтовая формация сохраняет общие фациальные особенности: преимущественное залегание пород в виде потоков лав, низкий коэффициент explosивности, широкое распространение силлов и даек как среди эффузивов, так и в подстилающих их осадочных толщах [164, 491].

В рифейских и палеозойских комплексах часто отмечаются подушечные лавы, среди обломочных пород широко распро-

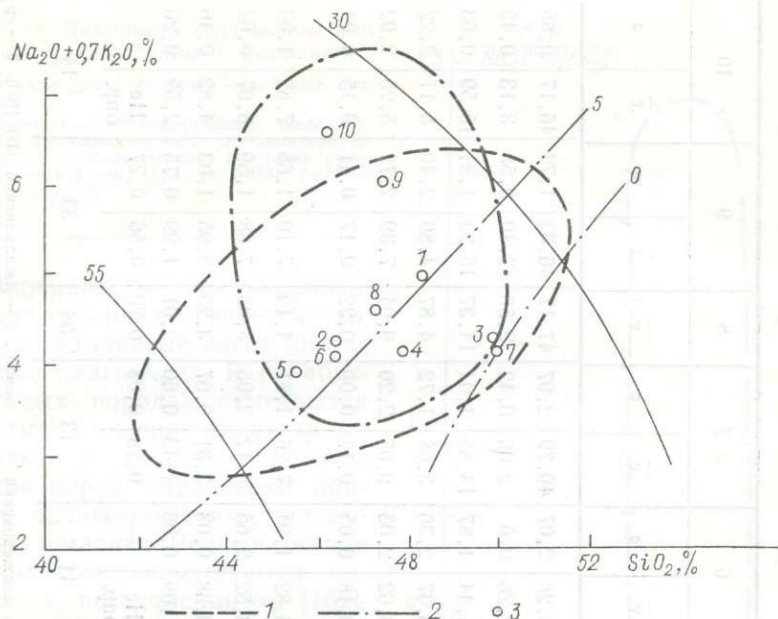


Рис. 43. Диаграмма составов пород трахибазальтовой формации.

1—2 — контуры роев точек отдельных анализов для комплексов: 1 — навышенского, шаллорезовского, манжерокского, текелиторского, 2 — прибайкальского; 3 — точки

средних составов пород (см. табл. 14, 1—10). Остальные обозначения см. на рис. 2.

странены переотложенные вулканомиктовые породы и туффиты. Четвертичные комплексы трахибазальтовой формации картируются в виде узких потоков, протягивающихся по долинам рек на 50—100 км. В начале потоков встречаются вулканические конусы, щитовые вулканы.

Главными породами комплексов трахибазальтовой формации являются петрографически однообразные (и различающиеся лишь по степени меланократовости и щелочности) трахибазальты, базаниты, тефриты, реже базальты. В некоторых комплексах встречаются также богатые клинопироксеном эффузивы типа авгититов. Дайки и силлы обычно сложены эссексит-диабазами и тешенитами, в дифференцированных силлах отмечаются также кринаниты, пикриты, пикрит-диабазы.

Структура эффузивных пород чаще афировая или микропорфировая (размер вкрапленников — не более 1—2 мм), характерна такая же как у плагиоклаза или более высокая степень идиоморфизма клинопироксенов.

Главными минералами эффузивных пород являются плагиоклаз (часто альбитизированный), высокотитанистый (до 3—4% TiO_2) субкальциевый авгит, оливин (железистый), баркевикит, калиевый полевой шпат, анализим. В порфировых

13. Средний химический состав пород трахибазальтовой формации, вес. %

Окислы	1		2		3	4		5	6		7		8	9		10	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	48,17	2,52	46,85	3,40	49,65	47,81	2,24	45,46	46,26	2,07	49,79	2,97	47,17	46,33	1,72	46,17	0,85
TiO ₂	2,16	0,9	2,85	0,58	3,30	2,49	0,83	2,05	2,26	0,6	2,06	0,42	2,56	2,40	0,55	3,13	0,45
Al ₂ O ₃	15,32	1,64	13,09	1,41	17,37	15,32	1,80	12,10	14,44	1,87	14,85	1,04	14,37	15,93	1,81	15,59	0,63
Fe ₂ O ₃	6,16	2,73	4,24	1,75	4,33	3,49	2,45	3,76	3,37	2,36	3,68	1,72	4,87	4,80	2,40	5,17	2,22
FeO	6,45	2,11	6,78	2,02	9,57	10,27	2,49	7,24	8,62	2,03	9,05	2,20	9,94	7,39	2,72	5,25	2,02
MnO	0,13	0,06	0,12	0,05	He опр.	He опр.	—	0,15	0,18	0,05	0,17	0,09	0,22	0,17	0,41	0,15	0,04
MgO	6,67	2,07	6,71	2,74	5,01	6,68	1,88	8,58	6,82	1,94	7,26	1,81	4,19	7,10	1,65	7,82	1,00
CaO	4,34	2,66	9,31	2,28	5,97	8,87	2,61	10,06	8,52	2,65	8,12	2,05	8,03	7,88	1,59	8,67	0,62
Na ₂ O	2,85	1,36	3,62	1,19	2,87	3,53	0,88	3,3	3,38	0,08	3,31	0,67	3,25	3,95	1,03	4,82	0,46
K ₂ O	3,09	1,9	0,71	0,06	1,93	0,95	0,51	0,82	1,09	0,08	1,43	0,60	2,01	1,99	0,75	2,59	0,26
P ₂ O ₅	0,49	0,03	0,39	—	He опр.	He опр.	—	0,28	He опр.	—	0,28	0,08	0,70	0,56	0,27	He опр.	—
Количество анализов	56		19		24	43		51	41		13		58	33		14	

Комплексы: 1 — навышенский (R₁₅) (данные Н. А. Румянцевой), 2 — шпалорезовский (R₁₅—PZ₁) (данные Н. А. Румянцевой), 3 —

чингисанский (R₁₅) [94], 4 — манжерокский (R₁₅) [94], 5 — катармайский (D) [264], 6 — текелиторский (D₂₋₃) (данные Т. А. Додо-

новой), 7 — джалканский (D) [100], 8 — ергалахский (P) [100], 9 — прибайкальский (Q) [31], 10 — вулкан Балаган-Тас (Q) [488].

Рис. 44. Диаграмма типа щелочности пород трахибазальтовой формации.

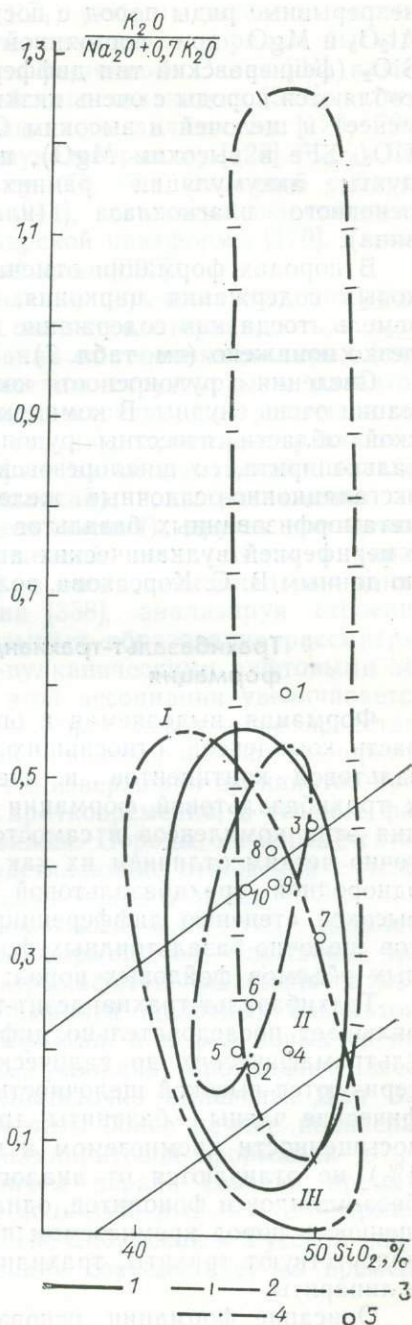
1—4 — контуры роев точек отдельных анализов.

Комплексы: 1 — манжерокский, текелиторский, 2 — навшенский, 3 — шпалорезовский, 4 — прибайкальский; 5 — точки средних составов (см. табл. 14, 1—10). I—III — см. на рис. 18.

разновидностях во вкрапленниках обычно встречается оливин и титанистый авгит, иногда также плагиоклаз. В гипабиссальных породах отмечаются биотит, нефелин, акцессорные апатит, сфен, циркон. Для всех типов пород характерно обилие титаномагнетита, ильменита, гематита. Редко в составе комплексов описываются породы с псевдолейцитом [162].

В петрохимическом отношении (табл. 13) породы формации характеризуются узким диапазоном содержаний SiO_2 (43—52%), резкой недосыщенностью SiO_2 (в норме всегда оливин, часто нефелин до 10—15%), высокой меланократовостью преобладающих пород (с цветным индексом 50% и более), высоким содержанием титана (обычно 2% и более) и железа (ΣFe 12—15%) при относительно низком содержании MgO (<7%). По степени щелочности средние составы большинства комплексов попадают в поле базанитов и тефритов (рис. 43), а по типу щелочности — преимущественно в поле калиево-натриевых пород (рис. 44).

В отдельных комплексах отчетливо проявлена дифференцированность базитов по химическому составу. Выявляются



непрерывные ряды пород с постепенно падающим содержанием Al_2O_3 и MgO при постоянной ΣFe и незначительном росте SiO_2 (феннеровский тип дифференциации). Наряду с этим обособляются породы с очень низким содержанием ΣFe , TiO_2 (1% и менее) и щелочей и высоким CaO и Al_2O_3 (или низким Al_2O_3 , TiO_2 , ΣFe и высоким MgO), представляющие, возможно, продукты аккумуляции ранних кристаллических выделений основного плагиоклаза (или — во втором случае — оливина).

В породах формации отмечаются повышенные против кларковых содержания циркония, ниобия, иттрия, церия, редких земель, тогда как содержание рубидия и особенно Rb/K часто резко понижено (см. табл. 7).

Сведения о рудоносности комплексов трахибазальтовой формации очень скудны. В комплексах Сетте-Дабана и Алтае-Саянской области известны рудопроявления самородной меди и халькопирита, со шпалорезовским комплексом Урала связаны эксгальационно-осадочные железные руды. С полями развития метаморфизованных базальтов катармайской свиты и особенно с периферией вулканических аппаратов постоянно ассоциирует, по данным В. С. Корсакова, золотое оруденение.

Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация

Формация, выделяемая и описываемая впервые, объединяет часть комплексов, относившихся ранее к щелочной оливин-базальтовой континентов и щелочно-базальтоидной [276] или к трахибазальтовой формации [31]. Целесообразность выделения этих комплексов в самостоятельный вид связана с достаточно четким отличием их как от комплексов описанной выше однородной трахибазальтовой формации (главным образом высокой степенью дифференцированности), так и от комплексов щелочно-базальтоидных формаций (отсутствием значительных объемов фойдовых пород: фонолитов или лейцитифиров).

Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация включает последовательно дифференцированный ряд пород от ультрамафических до салических, все члены которого характеризуются высокой щелочностью калиево-натриевого типа. Мафические члены — базаниты, трахибазальты, авгититы — по недосыщенности кремнеземом и высокой титанистости (TiO_2 2—4%) не отличаются от аналогичных пород формации щелочных базальтоидов и фонолитов, однако с ростом саличности недосыщенность пород кремнеземом падает и вместо фонолитов здесь присутствуют трахиты, трахилипариты, а иногда также дациты и липариты.

Описание формации основано на данных по следующим комплексам (перечислены от древних к молодым): лорцемпей-

скому € [122] и дворецкому* (PZ₁) [491] на западном склоне Урала, быскарскому (D₁), соответствующему породам быскарской серии северо-западной части Восточного Саяна [34], наманинскому (D₂₋₃) Патомско-Вилуйского авлакогена [344], антонтарамскому (D₂₋₃) Днепровско-Донецкого авлакогена [123, 296, 474], сагызханскому [128] или ашукольторскому [128] (C₂₋₃) Северного Тянь-Шаня, таймырскому (P₂—T₁) Западной субпровинции Центрального Таймыра [244], коготокско-дельканском (T₁) Анабарской антеклизы Сибирской платформы [170], цаганхунтейскому (J₁) Западного Забайкалья [638].

Тектонические условия проявления перечисленных комплексов различны; общими для них является оторванность в пространстве и по времени образования от геосинклинальных формаций и приуроченность к жестким структурам с развитой континентальной корой. Преимущественно они размещаются в пределах древних платформ, в структурах, которые трактуются разными исследователями как рифты (цаганхунтейский), авлакогены (антон-тарамский и наманинский), зоны растяжения на обширных сводах (коготокско-дельканский); другие комплексы проявляются в областях завершенной складчатости в связи с их активизацией (быскарский), в миеосинклинальных зонах (дворецкий). Е. Е. Милановский [358], анализируя строение рифтовых зон континентов, связывает образование рассматриваемой серии пород со сводово-вулканическими рифтовыми зонами. Роль щелочных пород в этой ассоциации увеличивается в щелевых рифтовых зонах (некоторое исключение представляет Байкальский пояс). Другой закономерностью, подчеркнутой этим автором, является то, что извержения вулканитов происходили быстро, относительно кратковременно, в течение фаз интенсивных тектонических подвижек. Породы, относимые к этой формации часто ложатся на подстилающие отложения с угловым несогласием, отделяясь пачками конгломератов.

Описываемые комплексы проявляются совместно с базальт-долеритовой и трахибазальтовой формациями, формацией меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов, формацией щелочных базальтоидов — фонолитов, щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов. Различия в тектонических условиях проявления ассоциирующих формаций пока недостаточно выяснены. Для Западного Забайкалья можно отметить более раннее появление трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации относительно трахибазальтовой, причем первая связана преимущественно с режимом сводовых поднятий, вторая — с оформлением трогов байкальского типа. На Сибирской и Русской платформах рассматриваемая формация сосуществует во времени

* В дворецкий комплекс включены вулканические образования, объединившиеся ранее в восточный пояс дворецкой свиты [491].

с базальт-долеритовой, проявляясь в зонах наиболее крупных разломов по периферии тех структур, где сосредоточены комплексы базальт-долеритовой формации. Площади распространения пород достигают 2300 (цаган-хунтейский комплекс) и 11 250 км² (коготокско-дельканский), но чаще вулканические породы сохраняются в отдельных синеклизах или впадинах в виде разобщенных участков (наманинский, сагызханский, дворецкий комплексы). Для палеозойских комплексов характерен парагенез с молассовыми или близкими им осадочными формациями [122, 379, 491]. В коготокско-дельканском комплексе осадочные породы имеют незначительное распространение, в наманинском осадочными породами сложена треть разреза, это вулканомиктовые и кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты, а также аргиллиты и гравелиты. Осадочные образования быскарского комплекса представлены красноцветными вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, которые приурочены к базальтным горизонтам. В антон-тарамском и цаган-хунтейском комплексах осадочные породы имеют ничтожное развитие, что связано с накоплением вулканических продуктов в компенсированных прогибах [474]. Мощности вулканогенных толщ колеблются от 450—500 м (антон-тарамский комплекс) до 2—2,5 км (лорцемпейский).

Все описываемые комплексы являются полифациальными, сложенными покровами лав, пачками вулканогенно-обломочных пород и разновозрастными с ними субвулканическими дайками, силлами, жерловинами, экструзивными куполами, небольшими интрузивными телами монзонитов, сиенит-порфиоров, гранит-порфиоров. Доля пирокластических пород в разных комплексах и разных частях разреза неодинакова. Для быскарского комплекса, например, пирокласты составляют до 5% мощности базальтоидной толщи и до 40—80% толщи трахиандезитов—трахилипаритов; трахилипариты обычно сопровождаются полями туфолав и игнимбритов. Дворецкий комплекс представлен почти исключительно туфами и продуктами перемыва пирокластического материала, в наманинском комплексе, наоборот, резко преобладают лавы (рис. 45).

Вулканическая деятельность протекала в наземных, реже в подводных условиях (шаровые лавы). Излияния принадлежали к центральному типу. Мощности отдельных покровов составляют от 3—15 до 50—60 м. Трахибазальтовые и трахиандезитовые лавы преобладают в наманинском, антон-тарамском комплексах; для быскарского и дворецкого комплексов базальтоидная группа составляет около 80% объема. Для цаган-хунтейского комплекса характерно резко подчиненное положение трахиандезитов и трахиандезито-базальтов при примерно равном количестве трахибазальтов, трахитов и щелочных липаритов (комендитов). Трахилипариты и фельзиты обычно появляются после излияний трахибазальтов, трахиандезитов и тра-

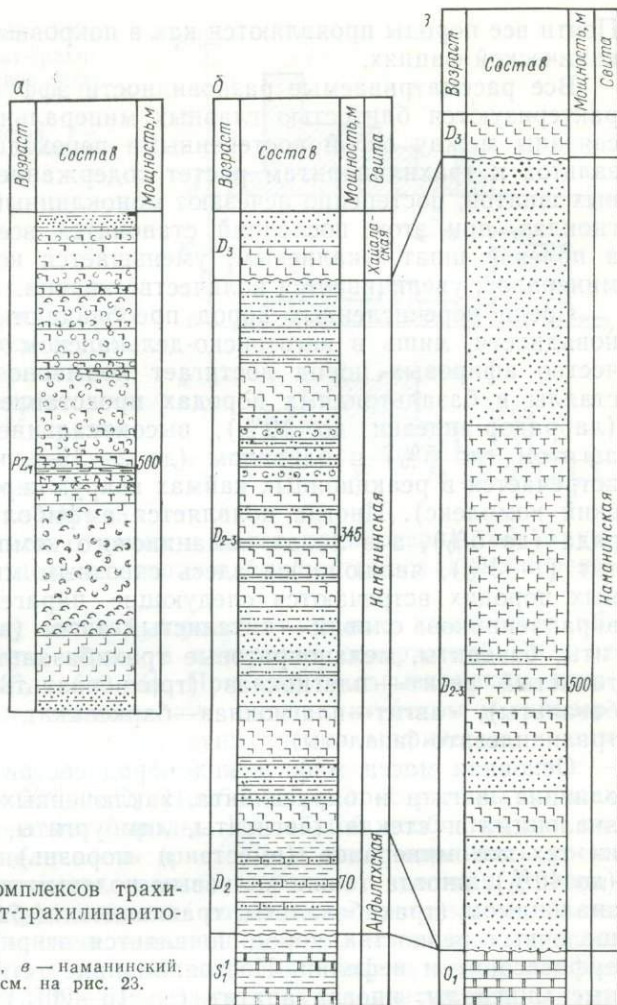


Рис. 45. Разрезы комплексов трахи-базальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации.

а — дворецкий [491], б, в — наманинский. Условные обозначения см. на рис. 23.

хитов, хотя в быскарском комплексе толщи с трахилипаритами переслаиваются верхней толщей базальтоидных пород (трахибазальты, трахиандезито-базальты, базальты, трахиандезиты). В зонах развития кислых и щелочно-салических вулканитов типичны кальдеры проседания, вулcano-купольные структуры, радиальные, кольцевые, конические, дугообразные разломы.

В составе формации установлены следующие виды пород: трахибазальты, базаниты, авгититы, лимбургиты, пикриты, трахиандезито-базальты, трахиандезиты, трахиты, трахилипариты (в том числе щелочнополевошпатовые и пересыщенные щелочами типа комендитов и пантеллеритов). Подчиненное развитие имеют породы нормального ряда: базальты, дациты, липариты.

Почти все породы проявляются как в покровной, так и в субвулканической фациях.

Все рассматриваемые разновидности эффузивных пород характеризуются близостью главных минеральных ассоциаций и связаны между собой постепенными переходами. От трахибазальтов к трахилипаритам растет содержание щелочных полевых шпатов; постепенно исчезают моноклинный пироксен и плагиоклаз, при этом последний становится все более кислым, а полевой шпат — калиевым; уменьшается количество рудных минералов, увеличивается количество кварца.

Среди перечисленных пород преобладают порфиновые разновидности, лишь в коготокско-дельканском комплексе количество афировых пород достигает примерно 50%. Фенокристаллы в базальтоидных породах представлены плагиоклазом (лабрадор-андезин до 10%), высококальциевым титанистым авгитом (до 5%) и оливином (до 2—3%), который частично встречается в реакционных каймах вокруг пироксена (наманинский комплекс). Иногда появляется амфибол баркевикитового ряда (до 5%), а в лавах наманинского комплекса — фторапатит (1—3%), являющийся здесь сквозным минералом. В разных породах встречаются следующие парагенезы минералов-вкрапленников: оливин — титанистый авгит (авгититы, лимбургиты, базаниты, меланократовые трахибазальты); оливин — титанистый авгит — плагиоклаз (трахибазальты, трахиандезитобазальты), авгит — плагиоклаз — баркевикит (трахибазальты, трахиандезитобазальты).

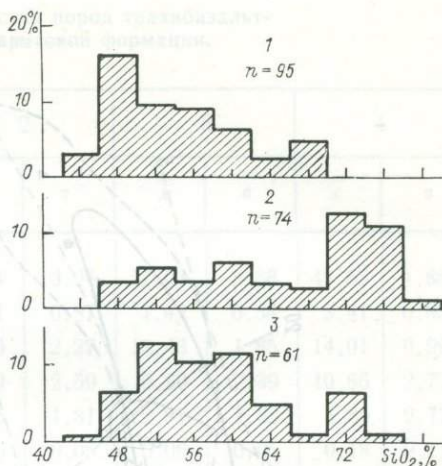
Основная масса мафических пород состоит либо только из оливина, авгита и баркевикита, заключенных в мезостазис из анальцима и стекла (авгититы, лимбургиты, базаниты), либо из тех же минералов (вместе и порознь) с плагиоклазом (до 40%), иногда также калиевым полевым шпатом, биотитом, анальцимом (трахибазальты, трахиандезитобазальты). В более щелочных разностях пород появляется эгирин-авгит, рибекит-арфведсонит и нефелин. Постоянно присутствуют стекло, рудные минералы, иногда апатит (до 15—20%), сфен. Наиболее характерные структуры основной массы для базальтоидных пород: микродолеритовая, микроофитовая, интерсертальная, пилотакситовая.

В более кислых породах (трахиандезитах, трахитах) порфиновые выделения сложены калиевым полевым шпатом, андезит-альбитом, роговой обманкой, биотитом, авгитом, изредка оливином (сагызханский комплекс), находящимися в различных количественных и качественных соотношениях. Основная масса имеет чаще трахитовую, аллотриоморфнозернистую и пойкилитовую структуры и состоит из щелочного полевого шпата (до 80%), плагиоклаза, биотита, кварца (до 15—20%).

Пирокластические породы представлены агломератовыми, псефитовыми, псаммитовыми туфами (литокристаллическими).

Рис. 46. Распределение SiO_2 в породах трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации.

Комплексы: 1 — наманинский, 2 — цаган-хунтейский, 3 — сагызханский.



Отмечаются витрокластические пепловые туфы, игнибриды и спекшиеся туфы. Последние две разновидности особо характерны для трахилипаритов. Интрузивные и субвулканические породы по минеральному составу соответствуют эффузивным разностям, имея отличия в более крупнозернистой структуре, при этом в отдельных телах наблюдается вся гамма переходов по структуре.

По химическому составу породы отдельных комплексов образуют непрерывную серию в интервале содержаний SiO_2 от 40 до 80% (рис. 46, табл. 14). При этом в сагызханском, коготокско-дельканском, наманинском, цаган-хунтейском и таймырском комплексах отсутствуют существенно мафические члены с содержанием SiO_2 менее 46%, а в дворецком комплексе — трахилипариты до 60% SiO_2 . Наиболее распространены во всех комплексах мафические породы. Их общей особенностью являются высокая щелочность (рис. 47) и недосыщенность кремнеземом (в нормативном составе нефелин), высокая титанистость (TiO_2 2—4%), высокое содержание железа, особенно окисного; в связи с очень высокой окисленностью железа в породах наманинского комплекса нефелин в нормативном составе обычно отсутствует. При переходе к трахиандезитам и трахитам в породах отмечается рост Al_2O_3 , падение ΣFe , что характерно для боуэновского типа дифференциации. В трахилипаритах иногда наблюдается пересыщенность щелочами («пантеллеритовая тенденция» [187]). Содержание натрия обычно выше, чем калия, но при возрастании SiO_2 накопление калия происходит быстрее и более резко по сравнению с натрием, распределение которого в отдельных типах пород более равномерное. Примерное равенство содержаний натрия и калия для трахитов и трахилипаритов отмечается для коготокско-дельканского и антонтарамского комплексов. Для пород формации характерны значительно превышающие кларк содержания «некогерентных» элементов (Zr, Nb, Ta, TR, Y, Rb, Ba, Sr, U в табл. 7), а также Be, Li.

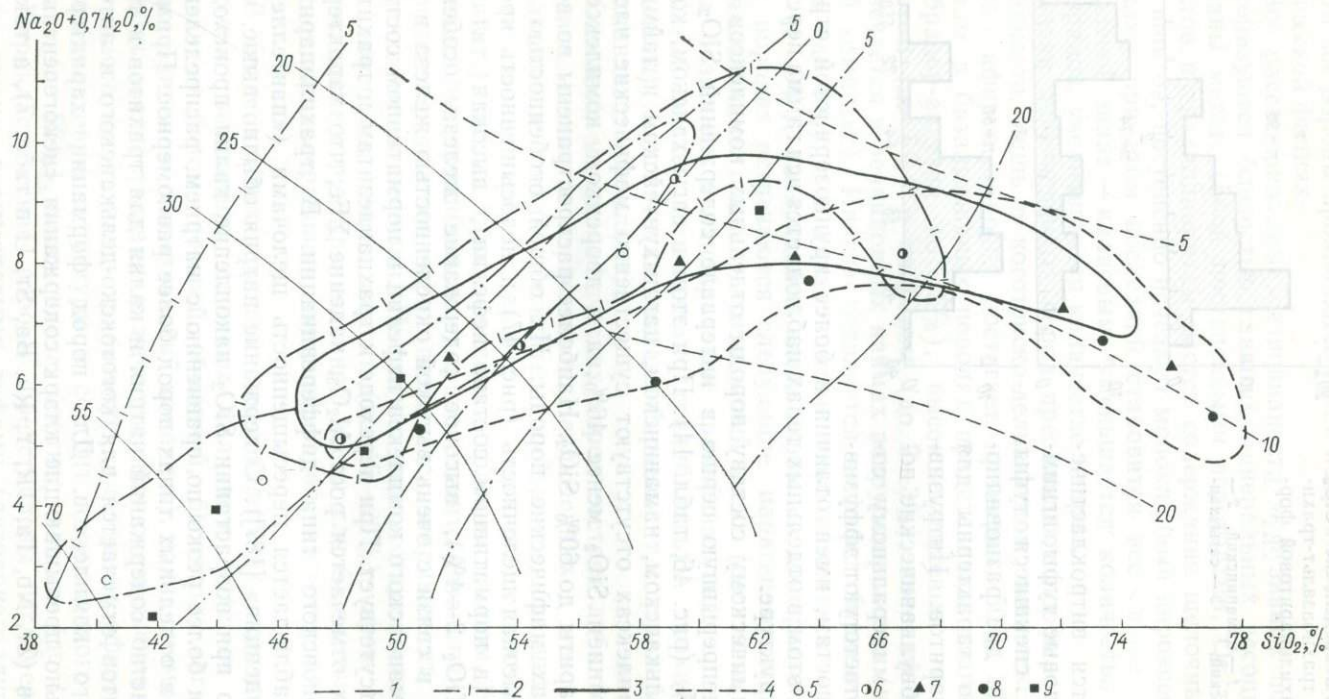


Рис. 47. Диаграмма составов пород трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации.

1—4 — контуры роев точек отдельных анализов, 5—9 — точки средних по комплексу составов пород. Комплексы: 1, 5 — дворецкий, 2, 6 — наманинский, 3, 7 — сагызханский, 4, 8 — цаган-хунтейский, 9 — антон-тарамский. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

14. Средний химический состав пород трахибазальт-трахиандезит-трахилпаритовой формации, вес. %

Окислы	1		2		3		4	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	40,30	2,55	45,34	3,24	57,03	2,88	47,85	1,88
TiO ₂	3,12	1,12	3,21	0,87	1,42	0,54	3,41	0,88
Al ₂ O ₃	12,36	1,51	14,86	2,27	18,43	1,85	14,01	0,99
Fe ₂ O ₃	7,40	3,87	6,50	2,59	3,99	2,39	10,86	2,72
FeO	7,77	2,10	6,05	1,81	2,81	1,33	3,85	2,77
MnO	0,15	0,06	0,19	0,06	0,06	0,05	0,18	0,11
MgO	9,02	1,17	6,94	1,61	2,24	0,80	3,38	0,71
CaO	11,1	1,14	7,85	2,50	2,74	1,50	6,42	1,07
Na ₂ O	2,30	0,43	3,42	1,04	6,41	1,26	3,53	0,31
K ₂ O	0,82	0,42	1,58	0,91	2,76	1,78	2,36	0,36
P ₂ O ₅	0,63	—	0,57	—	0,36	—	1,06	0,32
Количество анализов	7		23		6		32	

Окислы	5		6		7		8	9	10
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}
SiO ₂	53,79	3,08	58,73	3,37	66,14	1,27	41,85	43,85	48,60
TiO ₂	2,62	0,99	1,87	0,96	1,03	0,25	5,18	5,27	4,45
Al ₂ O ₃	15,18	1,43	17,42	1,16	16,39	0,73	9,61	13,18	14,63
Fe ₂ O ₃	8,82	2,10	4,05	3,15	2,10	1,06	7,00	9,04	9,43
FeO	1,93	1,19	0,31	0,28	0,17	0,11	7,09	5,09	3,46
MnO	0,12	0,06	0,08	0,09	0,04	0,03	0,10	0,20	0,16
MgO	1,68	0,73	0,54	0,40	0,49	0,18	11,42	6,40	4,50
CaO	2,70	1,30	1,07	0,99	0,51	0,24	10,84	7,71	5,13
Na ₂ O	3,56	1,20	2,25	0,93	2,18	0,59	1,72	2,70	3,48
K ₂ O	4,66	2,01	10,51	1,84	8,90	0,79	0,69	1,99	2,21
P ₂ O ₅	1,29	0,86	0,49	0,50	0,13	0,14	0,37	0,21	He опр.
Количество анализов	26		18		10		30	197	74

Окислы	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}
SiO ₂	49,74	61,43	45,84	51,63	58,84	61,79	50,48	60,53	73,54
TiO ₂	3,85	0,38	4,28	2,91	1,26	0,97	1,84	1,09	0,40
Al ₂ O ₃	15,89	18,34	11,80	15,71	16,24	15,75	17,20	15,27	11,42
Fe ₂ O ₃	9,10	2,50	7,12	6,93	4,36	3,27	4,26	3,53	2,62
FeO	2,97	1,48	7,65	4,54	3,68	1,78	5,72	3,15	2,40
MnO	0,11	0,10	0,22	0,17	0,15	0,10	0,18	0,11	0,10
MgO	3,36	0,94	6,65	3,4	2,08	1,42	4,5	2,13	0,54
CaO	4,08	1,65	10,39	7,17	4,04	1,90	6,82	3,52	0,41
Na ₂ O	3,23	5,48	2,63	3,35	4,1	1,40	4,28	4,72	3,50
K ₂ O	4,32	5,22	2,42	3,09	4,55	11,38	1,56	3,38	4,78
P ₂ O ₅	Не опр.	0,06	0,99	0,89	0,69	0,24	0,76	0,27	0,06
Количество анализов	10	6	10	7	8	5	14	19	41

Комплексы: 1—3 — дворецкий (данные Н. А. Румянцевой и др.); 4—7 — наманинский (данные В. Л. Масайтиса, Т. В. Селивановской и др.); 8—12 — антон-тарамский [296]; 13—16 — коготокско-дельканский [170]; 17—19 — цаган-хунтейский (данные

Л. Е. Эйдельмана, 1975 г.). 1, 8 — авгититы, лимбургиты; 2, 9, 13 — базаниты; 4, 10, 11, 14, 17 — трахизабазальты, трахиандезит-базальты, 5 — трахиандезиты, 3, 6, 7, 12, 15, 16, 18 — трахиты, 19 — липариты (щелочно-полевошпатовые).

С отдельными комплексами описываемой формации связаны молибден-сульфидно-редкометальное и полиметаллическое оруденение, флюоритовая минерализация (быскарский, таймырский комплексы), фосфатная и титановая минерализации (наманинский комплекс), медноколчеданное оруденение (наманинский, антон-тарамский комплексы), однако существенные скопления соответствующих руд отсутствуют.

Базальт-долеритовая формация *

Рассматриваемая формация объединяет преимущественно однородные по строению комплексы эффузивных и интрузивных основных пород — базальтов и долеритов (диабазов), по составу соответствующих мезократовым кварцевым и оливи-

* При подготовке раздела кроме материалов авторов использованы данные Е. В. Тугановой [1974, 1975 гг. и др.], З. Г. Ушаковой [1973 г.], Л. А. Полуниной [1973 г.], Г. Д. Феоктистова [1974, 1975 гг.], Г. Н. Старичиной, М. С. Машака [1964, 1972 гг.].

новым толеитам с калиево-натриевым типом щелочности. Эта формация наиболее характерна для платформ, где она описывалась под названием трапповой. В соответствии с принятыми принципами номенклатуры она переименована в базальт-долеритовую. Впервые трапповая формация в Сибири была выделена Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом в 1931 г., затем полный обзор трапповых формаций мира был сделан В. С. Соболевым [1936 г.]. Базальты, долериты и другие породы, принадлежащие к этой формации, наиболее широко развиты на Сибирской платформе, где их изучали многие исследователи (С. В. Обручев, А. П. Лебедев, Н. Н. Урванцев, В. И. Гоньшакова, М. Л. Лурье, М. Н. Годлевский, В. Л. Масайтис, Г. Н. Старицына, Г. Д. Феоктистов, Б. В. Олейников и другие), в меньшей степени они распространены в чехле Восточно-Европейской платформы (З. Г. Ушакова, Л. Г. Бернадская, В. С. Чесноков, И. Н. Быков, А. В. Сеницын, В. И. Гоньшакова и другие). К этой же формации можно отнести некоторые комплексы, развитые в других регионах.

На Сибирской платформе известны протерозойские, среднепалеозойские и наиболее широко проявившиеся позднепалеозойские — раннемезозойские комплексы базальтов и долеритов. На Восточно-Европейской платформе вулканогенные и интрузивные породы формации образовались в позднем протерозое и среднем палеозое [86, 100, 343, 470, 561].

Магматические комплексы протерозоя приурочены к перикратонным прогибам, авлакогенам (Сибирская, Восточно-Европейская платформы) и внутриплатформенным впадинам, в том числе грабен-синклиналиям (Восточно-Европейская платформа). Палеозойские комплексы связаны с авлакогенами, внутриплатформенными прогибами и впадинами (Сибирская, Восточно-Европейская платформы); масштабы проявления их несколько большие, чем в протерозое. Позднепалеозойские—раннемезозойские базальты и долериты на Сибирской платформе приурочены в основном к обширной Тунгусской синеклизе, они отличаются огромными масштабами излияний и внедрений магмы. Излияния и внедрения аналогичных пород известны на Таймыре в пределах причлененного к платформе прогиба с терригенным осадконакоплением и в некоторых других районах.

Наряду с приуроченностью базальтов и долеритов к отрицательным линейным или изометричным структурам в целом достаточно определенно устанавливается связь излияний и внедрений с динамическими условиями растяжения коры, проявляющимися на фоне стабильного положения или в условиях некоторого поднятия региона.

Магматические комплексы, сходные по составу долеритов и базальтов, развиты в небольших масштабах в пределах эпибайкальской платформы на Тимане (девон), в межгорной впадине Кузбасса (пермь—триас), на эпикаледонской платформе

на Земле Франца-Иосифа (мел) и в некоторых других районах. Эти комплексы долеритов и базальтов залегают в составе молодых чехлов на складчатом основании или же прорывают его в виде даек и, по-видимому, занимают переходное положение между базальт-долеритовой и лейкобазальтовой формациями.

Комплексы базальт-долеритовой формации на ранних этапах развития платформ нередко ассоциируют с представителями липарит-лейкобазальтовой формации (например, збраньковский и гогландский комплексы Восточно-Европейской платформы и др.). Характерно, что базальты замещаются по латерали одновозрастными комплексами липаритов—лейкобазальтов при переходе от древней к молодой платформе (например, триасовые липарит-лейкобазальтовые комплексы Западно-Сибирской плиты, замещающие долериты и базальты Сибирской платформы к западу от Енисейского разлома).

В пределах древних кратонов с комплексами базальт-долеритовой формации пространственно и во времени сочетаются комплексы формаций щелочной группы. Это — формации щелочно-ультрамафитовая с карбонатитами, кимберлитовая, трахибазальтовая, трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая, агпайтовых нефелиновых сиенитов. Соответствующие комплексы приурочены к тем же структурам, где локализованы долериты и базальты, или чаще к их окраинам. По возрасту они относятся к тем же этапам развития платформ (поздний протерозой, средний палеозой, ранний мезозой).

Базальт-долеритовая формация представлена эффузивными, эксплозивными и в целом комагматичными им интрузивными образованиями. Разновозрастные комплексы характеризуются различным сочетанием и количественным соотношением пород отдельных фаций. Площади распространения и объемы магматических продуктов различны для разновозрастных долеритов и базальтов. Для Сибирской платформы обнаруживаются усиление роли наземных излияний во времени от протерозоя к мезозою, увеличение масс магматических продуктов и площадей их распространения (до 1,5 млн. км² в раннем триасе).

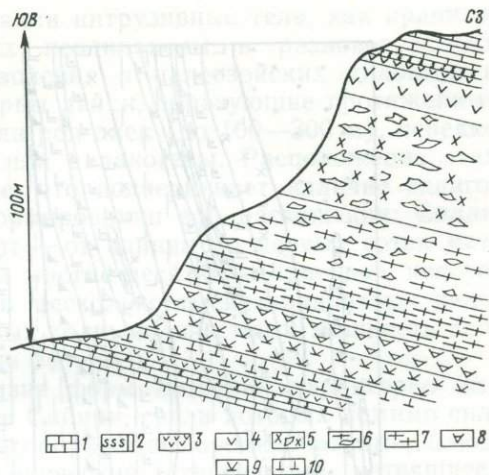
Базальты, как правило, имеют широкое площадное распространение (например, плато Путорана на Сибирской платформе), они слагают потоки и покровы мощностью от единиц до нескольких десятков метров и протяженностью от нескольких сотен метров до 15 км и более. Максимальной суммарной мощности достигают раннетриасовые базальты Сибири (3,5 км).

Для туфов характерна покровная форма залегания; они обычно занимают большие площади — до нескольких сотен и даже тысяч квадратных километров, а также образуют прослои и линзы среди эффузивных и осадочных толщ. Мощность туфов колеблется от единиц до нескольких сотен метров.

Поверхностный вулканизм характеризуется следующими особенностями. На Сибирской платформе в протерозое и среднем

Рис. 48. Вертикальный разрез Талахтажского сипла жаровского комплекса в нижнем течении р. Большой Патом (по В. Л. Масайтису, 1969 г.).

1 — известняки, доломиты кембрия; 2 — измененные породы экзоконтакта; 3 — микродолериты; 4 — долериты, габбро-долериты; 5 — феррогаббро со шширами сиеногаббро и гранофиров; 6 — трахитоидные кварцевые габбро-долериты с грубозернистыми шширами; 7 — трахитоидные габбро-долериты; 8 — долериты; 9 — оливковые долериты; 10 — троктолит-долериты.



палеозое происходили преимущественно излияния центрального типа, изредка сопровождавшиеся трещинными (Патомско-Вилуйский авлакоген и др.). Для пермо-триасовых базальтов характерны как трещинные излияния (базальтовые поля плато Пуроторана, Таймыра), так и извержения из отдельных центров типа щитовых и туфовых вулканов. На Восточно-Европейской платформе в Ровенской полосе (восточный край Волыно-Оршанского авлакогена) в позднем протерозое (венд) имели место трещинные излияния. В западной части авлакогена в это время происходили извержения центрального типа. Для средне-позднедевонских базальтов также характерен центральный тип излияний.

Палеогеографические условия базальтового вулканизма в разные эпохи не оставались постоянными. Так, на Сибирской платформе во времени происходила смена субаквальных типов накоплений продуктов вулканических извержений в ассоциации с карбонатными, кремнисто-глинистыми и песчаными морскими осадками (поздний протерозой), субаквальными и субаэральными типами накопления эффузивных, в том числе шаровых лав, и пирокластических пород в ассоциации с прибрежно-морскими и лагунными красноцветными осадками (конец позднего протерозоя, средний палеозой) и далее почти исключительно субаэральным типом накопления вулканитов в ассоциации с континентальными угленосными толщами (пермь — ранний триас). Разновозрастные комплексы базальтов Восточно-Европейской платформы постоянно встречаются совместно с пестро-и сероцветными песчаными и песчано-глинистыми осадочными толщами мелководного происхождения или же с континентальными образованиями — различными корами выветривания и продуктами их перемыва.

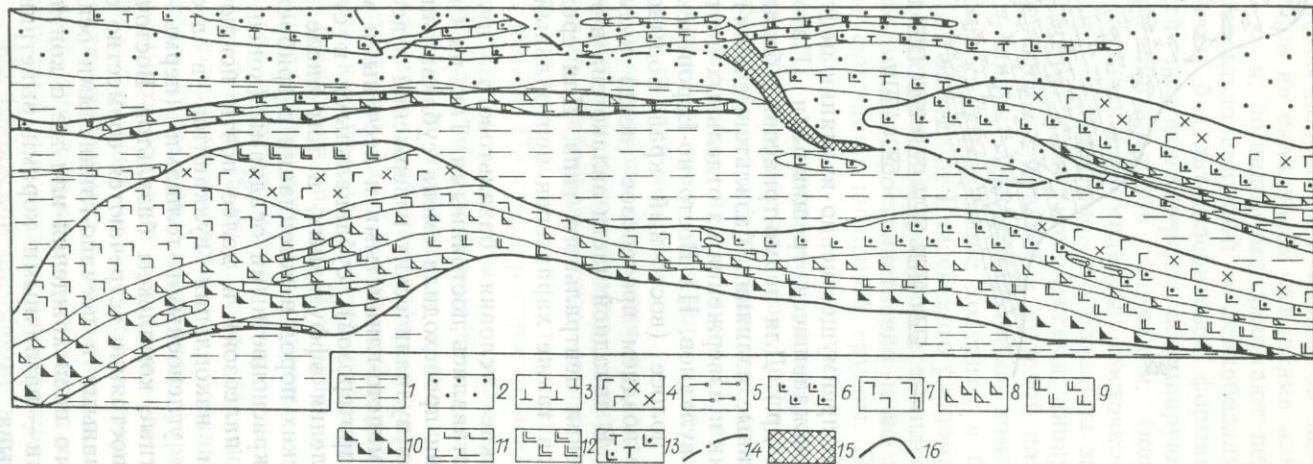


Рис. 49. Схематизированный разрез Талнахской интрузии норильского типа по меридиональному профилю. По материалам Норильской комплексной геологоразведочной экспедиции, 1971 г.

1 — карбонатно-глинистые породы (D); 2 — осадочные и вулканогенные породы (P, T); 3 — индоконтактовые долериты; 4 — метадiorиты (габбро-диориты); 5 — кварцевые долериты; 6 — безоливиновые долериты;

7 — оливинсодержащие долериты; 8 — оливиновые долериты; 9 — троктолиты и троктолит-долериты; 10 — пикрит-долериты; 11 — такситовые долериты; 12 — контамини-

рованные породы; 13 — трахидолериты; 14 — разрывные нарушения; 15 — зоны повышенной трещиноватости; 16 — границы Талнахской интрузии.

Характерные для формации интрузивные тела, как правило, гипабиссальные, формы их неодинаковы в разновозрастных комплексах. Для протерозойских и палеозойских диабазов и долеритов больше характерны дайки, образующие протяженные (до 200—800 км) пояса, или рои даек (до 100—300 м), нередко ограничивающие грабены или авлакогены. Расположение этих даек часто кулисообразное, что подчеркивает наличие сдвиговой составляющей при формировании зон растяжения. Силлы имеют различную мощность — от единиц до первых сотен метров. Они протягиваются на многие десятки километров, некоторые занимают площадь в несколько тысяч квадратных километров. В разрезе осадочных толщ количество и мощность силлов увеличиваются вверх по разрезу.

Наибольшее разнообразие форм интрузий характерно для пермо-триасовых долеритов Сибири, среди которых помимо силлов и даек известны корытообразные, воронкообразные, блюдцеобразные, кольцевые, конические, ступенчатые, ветвящиеся и другие тела. В ряде районов выявлены субвулканические жерловины, выполненные базальтовыми туффзитами, поперечник их — первые сотни метров.

Наиболее распространенные однородные по внутреннему строению интрузивные тела имеют зоны закала в эндоконтактах и образованы долеритами, габбро-долеритами, диабазами, незначительно варьирующими по составу. Стратиформные силлы (рис. 48, 49) и зональные дайки являются результатом внутрикамерной дифференциации. Интрузии различных комплексов имеют обычно характерные признаки внутреннего строения и состава.

Глубина формирования гипабиссальных пластовых интрузий оценивается в пределах от нескольких сотен метров до 1,5—2 км, иногда и более. Подводящие каналы к ним и дайки формируются и на более значительных глубинах. Ассимиляция вмещающих пород проявляется лишь изредка. В результате метаморфизма магматической стадии в экзоконтактах в отдельных случаях образуются зоны мощностью до первых десятков метров гиперстен-биотитовых, биотитовых, пироксеновых, пироксен-плагноклазовых, кордиеритовых роговиков, иногда спуррит-мервинитовых пород. В постмагматическую стадию в отдельных случаях возникают различные скарновые, а также альбитизированные, амфиболитизированные, хлоритизированные породы. Постмагматическая гидротермальная деятельность в широких масштабах имела место в связи с некоторыми базальт-долеритовыми комплексами перми — триаса в Сибири, чаще всего в ассоциации с интрузиями, испытавшими внутрикамерную дифференциацию.

Помимо наиболее типичных для формации долеритов, габбро-долеритов, габбро-диабазов в составе некоторых комплексов встречаются кварцевые долериты, конгагаббро-диабазы, сиено-

габбро, сиенодиориты, кварцевые монцониты и монцонит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, аплиты, гранофиры, а также мегаплагитофиновые долериты и габбро-долериты, троктолитодолериты, тешенито-долериты, габбро-тешениты, феррогаббро, анальцитимовые долериты, пикрито-долериты (пикритовые габбро-долериты), эвкрито-долериты. Характерные структуры пород: офитовая, пойкилоофитовая, габбро-офитовая, метельчато-лучистая и др. [19, 533 и др.].

Разновидности эффузивных пород более однообразны по составу и представлены базальтами с различной микроструктурой (толеитовой, пойкилоофитовой, интерсертальной, гиалопилитовой, реже порфировой и т. д.), анальцитимовыми базальтами, анамезитами, реже пикрито-базальтами, андезито-базальтами. Среди вулканогенно-осадочных образований покровной фации различаются базальтовые туфы, лито-, витро-кристаллокластической структуры, туфобрекчии, туффиты и туфогенно-осадочные обломочные породы псаммитовой, алевритовой и пелитовой размерности.

Резко преобладающие по распространенности типы пород (95—99% по объему) представлены базальтами, долеритами (габбро-долеритами), габбро-диабазами, имеющими незначительные отличия по текстуре, структуре или по масштабам вторичных изменений. Главные породообразующие минералы этих пород (серии твердых растворов): высокотемпературные плагиоклазы (ap_{45-80}), оливины (fa_{30-45}), клинопироксены [пижонит-авгиты, субкальциевые авгиты (fs_{10-25})], присутствуют стекло и продукты его изменения, кварц, щелочной полевошпат, ильменит, титаномагнетит, магнетит, апатит, циркон, реже некоторые другие минералы. Порфировые вкрапленники в базальтах, в тех случаях, когда они присутствуют, представлены оливином, плагиоклазом, реже пироксеном.

В различных дифференциатах состав главных минералов меняется: оливин становится более магнезиальным (fa_{15-20} в пикритовых габбро-долеритах и др.) или более железистым (fa_{60-70} в феррогаббро и гранофирах), клинопироксен имеет те же тенденции изменения состава, основность плагиоклаза колеблется от ap_{80} в меланократовых магнезиальных породах до ap_{20} и более кислого в кварцевых сиенит-порфирах, гранофирах и др. В последних появляются в большом количестве щелочные полевые шпаты, иногда обыкновенная роговая обманка и другие минералы. В некоторых типах пород встречаются гиперстен, биотит, шпинель. Наблюдаются вторичные минералы, характерные для основных пород (хлорит, иддингсит-боулинит, гидрослюда, цеолиты и др.).

Петрографические различия между наиболее распространенными типами основных пород, принадлежащих к разновозрастным базальт-долеритовым комплексам, незначительны, но весьма характерны. Например, протерозойские и палеозойские

породы отличаются повышенным содержанием рудных минералов (в том числе ильменита), присутствием заметных количеств кварца, щелочного полевого шпата, микропегматита, первичных амфибола и биотита, оливин в большинстве случаев отсутствует. Породы протерозойских комплексов в ряде случаев значительно изменены (вторичные амфибол, биотит, хлорит, серпентин, иддингсит, альбит, эпидот, цоизит, сфен и др.). Эти явления усиливаются в тех случаях, когда древние долериты и базальты находятся на окраинах платформ и вовлекаются в последующие эпохи в складчатые деформации.

Допермские базиты отличаются также повышенным содержанием рудных минералов, в составе которых существенную роль играет ильменит, образующий в диабазах конца позднего протерозоя (хорбосунский комплекс) самостоятельные крупные выделения в виде вкрапленников. В допермских диабазах и долеритах обычно постоянно присутствуют заметные количества кварца, щелочного полевого шпата, микропегматита, первичные амфибол и биотит, оливин в большинстве случаев отсутствует. Для этих базитов (исключая породы среднепалеозойских комплексов) характерны значительные изменения, приводящие к замещению первичных силикатов вторичным амфиболом, биотитом, хлоритом, серпентином, иддингситом, альбитом, эпидотом, цоизитом, сфеном и др. Эти процессы замещения проявляются в интрузиях в разной степени, в отдельных случаях в составе протерозойских интрузий встречаются и сравнительно свежие породы. Рудные минералы в допермских базитах обычно в той или иной степени окислены, что сказывается и на магнитных свойствах пород.

В табл. 15 приведены средние химические составы недифференцированных пород разновозрастных интрузивных и эффузивных комплексов древних платформ (Сибирской и Восточно-Европейской), а также средневзвешенный состав дифференцированной интрузии Норильск-1. По химическому составу они отвечают типу пересыщенных или насыщенных базальтов иногда повышенной щелочности (кварцевые и оливковые толеиты).

Весьма близки по составу к этим породам базальты Таймыра, Тимана и ряда других комплексов. Наиболее характерны для рассматриваемой формации комплексы, где содержание кремнекислоты в базальтах и долеритах составляет около 49%, в отдельных комплексах содержание SiO_2 в наиболее распространенных типах пород 47—52%. Характерно, что кремнекислотой обогащены породы комплексов, развитых в чехлах молодых платформ, и блоков с фанерозойским складчатым основанием. Они же обычно богаче щелочами, чем составы долеритов и базальтов древних платформ, где сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O}$) около 3%, хотя максимальное число случаев приходится на интервал 3,0—3,5% (рис. 50). Здесь намечается переход к комплексам лейкобазальтовой формации. Распределение

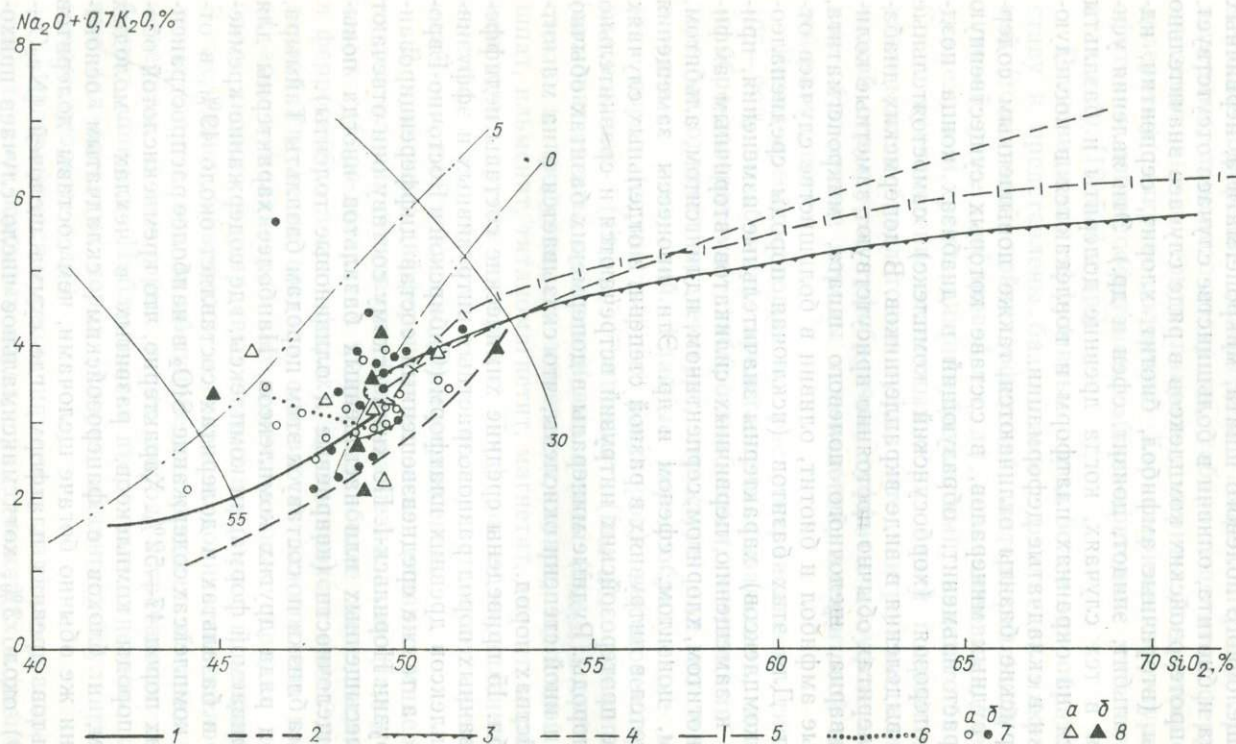


Рис. 50. Диаграмма составов пород базальт-долеритовой формации.

1—6 — вариационные линии дифференцированных комплексов: 1 — норильского, 2 — сыверминской свиты, 3 — кузьмовского, 4 — пучалинского и др., 5 — чаро-синского

и др., 6 — хорбосуонского и др., 7, 8 — точки среднего состава отдельных комплексов Сибирской (7) и Восточно-Европейской (8) платформ (а — дифференциро-

ванные, б — недифференцированные). Ос-
тальные условные обозначения см. на
рис. 2.

по значению коэффициента фракционирования (КФ) указывает на большое его разнообразие (от 45 до 83, рис. 51), однако в целом наиболее распространенные комплексы долеритов и базальтов характеризуются значением этого коэффициента от 63 до 75 при максимуме случаев около 69. Более высокие значения характерны для палеозоя и мезозоя, однако на этом фоне проявляются и высокомагнезиальные комплексы Сибири с относительно низким коэффициентом фракционирования (менее 60).

Хотя средние составы базальтов и долеритов — наиболее распространенных в каждом комплексе основных пород — в целом близки между собой, детальное сравнение обнаруживает существенные различия в содержании отдельных петрогенных компонентов; наиболее ощутимы различия в содержании титана, щелочей (и их соотношении), кальция и магния.

Различия в средних составах наиболее распространенных типов пород в отдельных комплексах (и средневзвешенного состава отдельных интрузий) в целом укладываются в рамки различных составов, связанных с глубиной или внутрикамерной дифференциацией при образовании отдельных типов петрогенетических рядов [19, 100, 343]. Каждый такой тип отличается по режиму предполагаемого исходного расплава, из которого возникает связанная между собой серия пород, и по характеру самой дифференциации, частично обусловленной геологической обстановкой. Этот режим в значительной степени определяется соотношением железа и магния, общей щелочностью, содержанием глинозема и летучих компонентов. Возникающие из этих расплавов дифференцированные (неоднородные) ряды пород могут быть подразделены на непрерывные (связаны постепенными переходами в стратиформных силлах или зональных дайках) или прерывистые (возникают при внедрении или излиянии серий расплавов, состав которых последовательно изменяется).

В табл. 16 перечислены примеры отдельных ассоциаций, характеризующихся различными типами распределения пород по составу и принадлежащих к тем или иным типам петрогенетических рядов. Подразделение неоднородных* по составу ассоциаций следующее:

А) ряды, возникшие при эволюции и застывании низкожелезистых расплавов ($F < 60$):

а) прерывистый ряд: пикрито-базальты, базальты, андезитобазальты (эффузивные толщи);

б) непрерывный ряд: пикрито-долериты (пикритовые габбро-долериты), троктолит-долериты, габбро-долериты, кварцевые

* Формация в целом по типу конституционного строения относится к однородным. Однако в строении отдельных геологических тел и их совокупностей могут проявляться элементы неоднородности, имеющей подчиненное значение.

15. Средний химический состав пород
базальт-долеритовой формации, вес. %

Окислы	1*		2		3		4		5	6*	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ
SiO ₂	49,94	1,56	50,21	1,96	49,18	2,37	48,70	1,76	48,76	49,01	1,48
TiO ₂	3,36	0,60	1,12	0,68	1,84	1,71	1,97	0,44	1,64	2,63	0,85
Al ₂ O ₃	12,74	1,32	15,48	1,99	15,26	2,51	14,01	1,61	13,91	14,10	3,04
Fe ₂ O ₃	5,21	1,20	4,42	1,26	3,20	1,92	6,14	2,54	5,69	4,76	1,72
FeO	10,10	1,86	6,44	1,90	11,21	8,85	7,55	2,08	7,06	9,43	1,85
MnO	0,13	0,07	0,09	0,07	0,13	0,06	0,21	0,09	0,12	0,20	0,09
MgO	5,25	0,74	7,15	1,37	6,10	1,36	6,15	1,51	7,52	6,11	1,00
CaO	8,97	1,32	9,97	1,35	9,38	1,39	8,01	1,54	10,92	9,73	1,66
Na ₂ O	2,77	0,57	2,00	0,52	2,65	0,58	2,30	0,44	2,17	2,27	0,69
K ₂ O	0,86	0,46	0,75	0,26	0,70	0,39	0,57	0,20	0,28	1,38	0,77
P ₂ O ₅	0,37	0,21	0,24	0,17	0,31	0,17	0,21	0,07	0,21	0,38	0,25
Количество анализов	16		19		40		40		174	113	

1 — кенгединский комплекс, PR₃, Анабарский щит [100]; 2 — интрузии, PR₃, восток Восточно-Европейской платформы (материалы Л. А. Полунинной); 3 — смородинский комплекс, PR₃, Восточно-Европейская

платформа (материалы Н. М. Чернышева и В. Л. Бочарова); 4 — вольнский комплекс, PR₃⁴, западная часть Восточно-Европейской платформы (материалы Л. А. Полунинной); 5 — эффузивы, D₃, юго-восток

Воронежской антеклизы, средневзвешенный состав (материалы И. Н. Быкова); 6 — интрузии PZ₂, восток Сибирской платформы [343];

* Безводные составы.

Продолжение табл. 15

Окислы	7*		8*		9	10*		11*		12*	13
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}
SiO ₂	49,50	2,02	43,90	2,74	48,31	49,30	1,57	48,83	1,01	45,97	50,91
TiO ₂	1,88	0,54	1,16	0,32	1,44	1,27	0,36	1,36	0,41	0,74	1,60
Al ₂ O ₃	15,74	1,56	9,03	2,27	14,52	15,52	0,83	15,72	1,10	15,45	14,04
Fe ₂ O ₃	5,66	1,68	5,08	1,48	4,95	5,24	1,99	2,98	1,51	4,70	4,25
FeO	6,11	2,03	7,97	1,31	8,20	7,62	1,92	9,78	1,54	9,15	8,86
MnO	0,21	0,13	0,18	0,05	0,19	0,19	0,06	0,20	0,07	0,15	0,10
MgO	6,65	1,30	17,68	3,55	6,88	7,09	0,85	7,28	0,93	11,31	4,38
CaO	10,61	1,69	7,73	1,70	10,83	10,88	1,13	11,10	0,83	10,28	9,07
Na ₂ O	2,26	0,59	0,98	0,49	2,23	2,20	0,67	1,99	0,36	1,31	2,61
K ₂ O	1,10	0,45	0,27	0,12	0,91	0,54	0,32	0,59	0,22	0,69	1,28
P ₂ O ₅	0,28	0,16	0,12	0,10	Не опр.	0,15	0,09	0,17	0,09	0,25	0,20
Количество анализов	64		18		65	82		113		54	7

7 — эффузивы, PZ₂, восток Сибирской платформы [343]; 8 — сыверминская свита, P₂-T₁, северо-запад Сибирской платформы (материалы Л. А. Полуниной); 9 — интрузии и эффузивы, T₁, Таймыр [288]; 10 — эффузивы, T₁, плато Путо-

рана (материалы Л. А. Полуниной); 11 — недифференцированные интрузии, P₂-T₁, Сибирская платформа [343]; 12 — интрузия норильского типа (Норильск-1), средневзвешенный состав [100]; 13 — интрузия Веллингна, верховья Вилюя, средневзвешен-

ный состав [100].
1, 2 — диабазы, 4, 5, 7, 10 — базальты, 8 — пикрито-базальты, 3, 6, 9, 11 — долериты и габбро-долериты, 12, 13 — долериты, габбро-долериты и другие породы дифференцированных интрузий.

* Безводные составы.

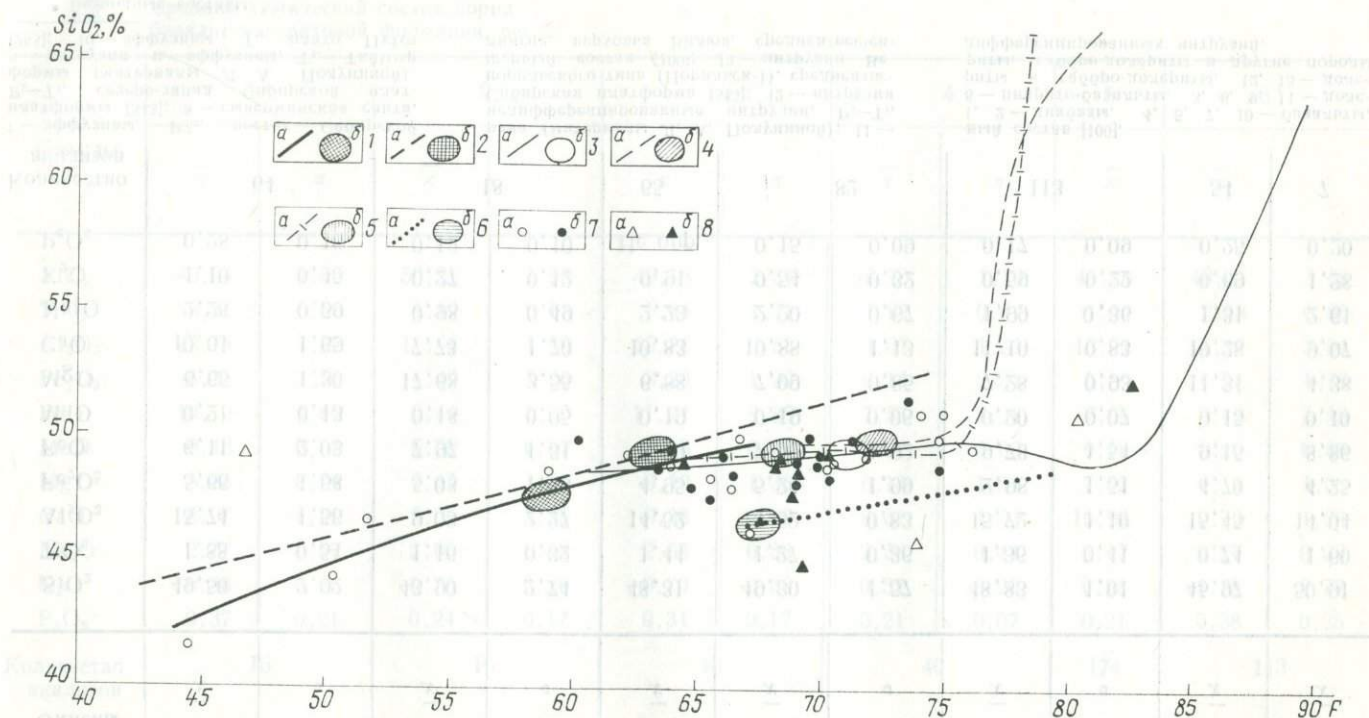


Рис. 51. Диаграмма F— SiO_2 пород базальт-долеритовой формации.

Петрогенетические ряды: 1 — непрерывный ряд пикриты—долериты—габбро-диориты, 2 — прерывистый ряд пикриты—базальты—андезито-базальты, 3 — непрерывный ряд троктолиты—долериты—гранофиры, 4 —

прерывистый ряд долериты—кварцевые сиенит-порфиры, 5 — непрерывный ряд долериты—гранофиры, 6 — прерывистый ряд долериты—ферродолериты (1—6: а — варнационная линия, б — область точек, отве-

чающих наиболее распространенным породам); 7, 8 — точки среднего состава отдельных комплексов Сибирской (7) и Восточно-Европейской (8) платформ (а — неоднородные, б — однородные).

16. Главные типы распределения пород по составу и петрогенетические ряды пород базальт-долеритовой формации

Петрохимические особенности исходных расплавов	Однородные типы	Неоднородные типы *			
		Прерывистые петрогенетические ряды		Непрерывные петрогенетические ряды	
		Эффузивные толщи	Сложные интрузивные тела	Стратиформные силлы	Зональные дайки
Низкожелезистые, $F < 60\%$	Базальты аппаинской свиты (Виллой), базальты джалканской серии	Базальты и другие породы сьерминской свиты, пикрит-базальты, базальты и другие породы Таймыра		Интрузии норильского и курейского типов	
Умеренно железистые, $F \approx 60 - 67\%$	Базальты пудранского комплекса, интрузии катангского типа, долериты и базальты Таймыра, базальты волинского и мамонковского комплексов, базальты Тимана и др.		Интрузии ангарского типа и др.		
	Высокожелезистые, $Al_2O_3 > 16\%$	Базальты кучугунурской свиты, интрузии амовского типа и др.			
Высокожелезистые, $F > 67\%$	Протерозойские интрузии Приуралья, базальты солозерские, салминские, интрузии торского, патомского, котуйско-оленекского комплексов, базальты аппаинской (Марха) и хайалахской свит и др.		Хорбосуонский, кенгединский, нучалинский и другие комплексы	Интрузии кузьмовского типа, жаровский, смородинский, пуджгорский комплексы, интрузии о. Валаам и др.	Чаро-синский, кенгединский, раннебилляхский, чизресский комплексы и др.

* Формация в целом по типу конституционного строения относится к однородным, однако в строении отдельных геологических тел могут проявляться элементы неоднородности, имеющие подчиненное значение.

долериты, габбро-диориты (стратиформные силлы; см. рис. 49);

Б) ряды, возникшие при эволюции и застывании высокожелезистых расплавов ($F > 67$):

а) прерывистые ряды: 1) долериты, кварцевые долериты, монцитито-порфиры, сиенито-порфиры (сложные дайки); 2) долериты — ферродолериты (сложные интрузивные тела);

б) непрерывные ряды: 1) троктолит-долериты, оливиновые долериты, долериты, кварцевые долериты и габбро-долериты, феррогаббро, сиеногаббро, сиенодиориты, гранофиры или граниты (стратиформные силлы, см. рис. 48); 2) долериты, сиеногаббро, сиенодиориты, гранофиры (зональные дайки).

Несмотря на то что четкое разделение отдельных базальт-долеритовых комплексов по интервалам железистости не всегда очевидно, типические черты выделенных петрогенетических рядов выдерживаются с большим постоянством, отражая общие особенности дифференциации базальтовой магмы.

Относительно обогащенные железом и щелочами основные расплавы, внедрявшиеся и изливавшиеся в протерозое и среднем палеозое, формировали гомологичные гомодромные ряды глубинной дифференциации, как прерывистые, так и непрерывные, возникавшие в сквозных интрузиях и в каналах большой вертикальной протяженности. Для трещинных интрузий протерозоя и среднего палеозоя характерны прерывистые ряды типа Ба1 и Ба2. Непрерывные ряды в трещинных зональных интрузиях представлены типом Бб2. В силлах в условиях замкнутых камер возникают в отдельных случаях гомодромные непрерывные петрогенетические ряды типа Бб1. Характер изменения петрохимического состава пород в соответствующих сериях иллюстрируется рис. 51

Для позднепалеозойских — раннемезозойских комплексов Сибири характерны петрогенетические ряды глубинной дифференциации типа Аа и непрерывные ряды внутрикамерной дифференциации типа Аб и Бб1, включающие субщелочные и высокожелезистые породы, как и в среднепалеозойских комплексах. С увеличением железистости несколько возрастает и общее содержание щелочей. Вместе с тем существуют интрузивные тела, кристаллизовавшиеся из расплавов, различных по степени железистости и обогащенных летучими и щелочами, особенно Na_2O (тычанский, летнинский и другие типы триасовых интрузий Сибири, отдельные интрузии волынского комплекса). Самостоятельность таких ошелоченных фракций базальтового расплава не вполне ясна. Образованные ими интрузии нередко сопровождаются зонами гидротермально измененных пород, а сами породы интрузий часто автометаморфизованы.

В изменении средних составов основных пород из комплексов базальт-долеритовой формации во времени от середины или конца протерозоя до начала мезозоя выявляется определенная направленность. Впервые она была установлена для Сибир-

ской платформы [343], а также показана и на материале других платформ. От древних к молодым комплексам долеритов (диабазов) и базальтов устанавливается постепенное уменьшение содержания кремнекислоты и суммы щелочей и увеличение содержания кальция и магния, т. е. средние типы основных пород становятся менее щелочными и более основными.

Состав и содержание большинства микроэлементов в недифференцированных базальтах и долеритах отвечают кларковому для основных пород, несколько различаясь в разновозрастных комплексах. От древних к более молодым долеритам и базальтам уменьшаются содержание циркония, отношение бария к стронцию, увеличивается содержание хрома и т. д.

Особенности концентраций микроэлементов в средних типах пород находятся в известной зависимости от содержания в них главных порообразующих компонентов. Так, более богатые магнием базальты и долериты содержат больше никеля, хрома, меди, кобальта, относительно обогащенные кремнекислотой и щелочами — повышенные концентрации циркония, урана и др.

Геохимическая специализация отдельных членов петрогенетических рядов определяется степенью и направлением дифференциации на глубине и в интрузивных камерах. В относительно магнезиальных дифференциатах накапливаются медь, никель, кобальт, хром, в более железистых — титан, ванадий, рубидий, стронций, цинк, редкоземельные элементы. Ниобий, тантал, цирконий, гафний, уран, торий концентрируются в остаточных расплавах [392].

С базальт-долеритовыми комплексами Сибирской и в меньшей мере Восточно-Европейской платформ связаны месторождения и проявления: магматического типа — меди, никеля, кобальта, платиноидов, титаномагнетита, гидротермального типа — меди и никеля или меди (в том числе самородной), железа (магнетит), исландского шпата, целестина, а также проявления полиметаллической и золотой минерализации, контактово-метаморфические месторождения графита [110, 121, 528]. Интрузии, в которых проявлены различные типы дифференциации (и соответственно петрогенетических рядов), различаются и по своей металлогенической специализации. Наиболее крупные месторождения и проявления различных полезных ископаемых связаны с позднепермскими — раннетриасовыми комплексами Сибири [121, 552]. Магматические месторождения меди, никеля, платиноидов приурочены к наиболее магнезиальным (10—14% MgO) по составу интрузиям, отличающимся, кроме того, особенностями внутрикамерной дифференциации и некоторыми геохимическими и минералогическими особенностями (норильский тип интрузий). С более железистыми и титанистыми основными интрузиями ассоциируют магно-магнетитовые рудопоявления и месторождения (кузьмовский и другие типы

интрузий). Последние нередко залегают в пределах вулканических базальтовых жерловин (Ангаро-Илимский район и др.). Среднепалеозойские комплексы долеритов, также более железистые и, кроме того, более щелочные, сопровождаются мелкими месторождениями железа, рудопроявлениями меди, свинца, цинка. Месторождения и рудопроявления исландского шпата ассоциируют с туфовой, эффузивной и интрузивной (тычанский тип интрузий, ранний триас и др.) фациями; проявления исландского шпата известны и в связи с базальт-долеритовым хорбосункским комплексом конца позднего протерозоя.

На Восточно-Европейской платформе известны только титаномагнетитовые месторождения в связи с высокожелезистыми дифференцированными интрузиями в районе Прионежья [К. О. Кратц, 1958 г.]. Потенциально перспективны интрузии смородинского комплекса на обнаружение промышленного магнетит-ильменитового с ванадием оруденения [Н. М. Чернышев, В. Л. Бочаров, 1972 г.]. В связи с позднепротерозойским (вендским) вольнским комплексом известны проявления самородной меди, свинцово-цинковой минерализации [561 и др.].

Габбро-диабазовая формация

Малые интрузии габбро-диабазов, широко распространенные в складчатых областях в виде протяженных поясов, систем даек и пластовых тел, являются одной из наиболее устойчивых ассоциаций. Они объединены в габбро-диабазовую формацию, включающую интрузивные гипабиссальные комплексы однородного строения, сложенные породами основного состава с нормативным кварцем, гиперстеном, реже оливином нормальной или несколько повышенной щелочности, имеющей в целом натровый характер.

Известно, что в составе эвгеосинклинальных вулканических образований, объединяемых в формацию натриевых базальтов (спилит-диабазовую), отмечаются дайки, силлы и штокообразные тела, которые представляют собой субвулканические образования той же магмы. Такие подчиненного распространения малые интрузии (субвулканического или гипабиссального облика), трудно отделимые от вулканических образований, рассматриваются в составе полифациальной вулканической формации как ее субвулканические фации. В качестве самостоятельных малые габбро-диабазовые интрузии распространены главным образом в мнogeосинклинальных зонах; сгущения даек габбро-диабазов отмечаются в устойчивых частях подвижных геосинклинальных поясов (срединных массивах, геантклинальных поднятиях). В некоторых случаях они обнаруживают пространственную связь с маломощными покровами базальтов (зона Главного хребта Большого Кавказа, Султан-Уиздаг и пр.). Рассматриваемые габбро-диабазовые комплексы по призна-

кам вещественного состава и строения близки к интрузивным членам базальт-долеритовой формации, поскольку те и другие являются производными слабо дифференцированной толеит-базальтовой магмы. Различия между теми и другими — главным образом в характере их соотношений с окружающей геологической обстановкой в широком понимании. Комплексы габбро-диабазовой формации развиты в геосинклинальных толщах большой мощности (до 12 км) и подвергаются вместе с вмещающими их породами складчатым деформациям и метаморфизму. В миогеосинклинальных структурах, представляющих собой внешние зоны геосинклиналей, где деформации фундамента ослабевают по направлению к прилегающей платформе [10], тела габбро-диабазов по латерали могут сменяться силлами и дайками базальт-долеритовой формации. Последние залегают среди субгоризонтальных отложений чехла платформы или выступов фундамента, где ее образования не подвергаются воздействию складчатых движений и регионального метаморфизма.

К настоящему времени появилось достаточно много описаний региональных комплексов этого формационного вида, широко распространенных и достоверно устанавливаемых от раннего протерозоя до мезозоя. Гипабиссальные габбро-диабазовые комплексы в докембрийских складчатых областях известны по материалам Б. А. Юдина [639], М. Г. Федотовой, Ж. А. Федотова [565] в восточной части Балтийского щита, В. Н. Мошкина, И. Н. Дагелайской, Е. П. Миронюка [384] для Алдано-Станового щита. Описания габбро-диабазовых комплексов фанерозоя заимствованы из работ Н. А. Румянцевой, Ю. Д. Смирнова [495], Н. П. Старкова [530], Н. П. Старкова, В. Г. Фоминых, А. М. Зильбермана [531], Г. В. Симакова [507], О. В. Заборина [186], А. А. Алексеева [6] и других для Уральской складчатой области, Н. П. Михайлова, Ю. Л. Семенова [369] для Казахстанской складчатой области, В. В. Баранова и др. [25] для Южно-Тяньшаньской складчатой системы, В. Л. Хомичева [1968 г.], О. И. Никонова [399] и других для Алтае-Саянской складчатой области, М. Г. Гельмана [98], В. С. Дегтярева [144], О. Н. Иванова, А. П. Милова [208] и других для Верхояно-Чукотской складчатой области, М. Г. Ломизе [1969 г.], М. К. Суханова [537], Э. Т. Байрамалибейли, Г. И. Алиева [23] и других для Кавказской складчатой области.

Петрографический состав комплексов однообразен: главными породами являются габбро-диабазы и диабазы. Дифференциация в наиболее крупных силлах и дайках выражается в появлении мелано- и лейкократовых разновидностей; габбро-диориты, диориты, микроплагиограниты, гранофиры составляют небольшую часть (5—10%) объема комплексов; дифференциаты ультрамафитового состава (пироксениты, плагиоклазовые пироксениты, редко оливковые пироксениты, верлиты

и пикриты), образующие шширообразные или кумулятивные обособления в лежащем боку габбро-диабазовых тел, по объему составляют единицы процентов. Эссексит-диабазы и эссекситы появляются в некоторых палеозойских отчетливо дифференцированных комплексах. Диориты, диорит-порфириты, сиенито-диориты и плагιοгранит-порфиры, образующие дайки в одних зонах с габбро-диабазовыми комплексами, еще недостаточно изучены, их связи с этими комплексами не выяснены. Возможно, что эти дайки среднего и кислого состава являются дифференциатами той же толент-базальтовой магмы. Силлы и дайки габбро-диабазов образуют протяженные пояса (до 2 тыс. км), параллельные общему простираению геосинклинальных структур; такие тела образуют простираения и рои, фиксирующие наиболее трещиноватые зоны — зоны растяжения на ранней стадии развития геосинклинали [456]. Это подтверждается и интенсивными градиентами силы тяжести в таких зонах [598].

Строение тел габбро-диабазовых комплексов в значительной мере зависит от их формы и размера, а также от условий их кристаллизации. Маломощные дайки обычно однородны по составу, но разнообразны по структуре: от полнокристаллических в центральных частях тел до плотных афанитовых разновидностей, иногда со стекловатой основной массой — в зонах эндоконтакта. В силлах и дайках значительных размеров в различной степени проявлена дифференциация, что выражается в симметрично- и асимметрично-зональном строении, причем в лежащем боку отмечаются более меланократовые породы (пикриты, верлиты, пироксениты), а в висячем — более лейкократовые (меланодиориты, диориты до гранофиров или сиенитов). В экзоконтактных зонах даек и силлов отмечаются явления ороговикования. Мощности даек колеблются от единиц метров (даже сантиметров) до сотен метров. Протяженность даек также варьирует от первых десятков метров до нескольких километров.

Подавляющее большинство даек габбро-диабазов приурочено к зонам антиклинальных поднятий с миогеосинклинальным режимом развития или к выступам срединных массивов. Эти дайки образуются одновременно или несколько позже отлагавшихся в соседних эвгеосинклинальных прогибах кремнисто-вулканогенных толщ формации натриевых базальтов с субвулканическими и гипабиссальными телами габбро-диабазов и диабазов.

Дайки габбро-диабазов и диабазов, размещенные в пределах геосинклинальных структур, обычно затронуты региональным метаморфизмом и дислоцированы вместе с вмещающими терригенными и вулканическими образованиями; дайки, залегающие в срединных массивах и миогеосинклинальных зонах, метаморфизованы в меньшей степени. Породы, слагающие габбро-диабазовые комплексы, характеризуются различными

сочетаниями двух главных породообразующих минералов: плагиоклаза и клинопироксена. В дифференцированных силлах или дайках значительной мощности состав их изменяется от краев к центральному частям тел. Плагиоклаз в габбро-диабазе имеет состав от лабрадора (ap_{40-60}) и до андезина в кварцевых диабазе и габбро-диоритах.

Пироксен в непрерывных сериях пород меняет состав от магнезиального субкальциевого авгита до разновидностей, близких к ферроавгиту. Титанистый авгит обычен для большинства комплексов с повышенной щелочностью и повышенным содержанием титана в породах; для некоторых комплексов выделяются высококальциевые авгиты, свойственные ультрамафитовым членам [186, 399]. Оливин характерен для пикритов, верлитов, оливиновых габбро-диабазов и содержит 25—40% фаялита [186, 639]. Роговая обманка представлена двумя разновидностями: 1) бурой титанистой — керсутитом, 2) зеленой обыкновенной роговой обманкой; последняя часто развивается по клинопироксену.

Ортопироксен, присутствующий в резко подчиненном количестве, представлен бронзитом и гиперстеном. Редкие в составе габбро-диабазов биотит и кварц более характерны для лейкократовых разновидностей. Акцессорными минералами являются титаномagnetит, ильменит, magnetит, апатит, пирит, халькопирит, пирротин, редко сфен и циркон. Вторичные преобразования выражаются в альбитизации, сосюритизации, эпидотизации, амфиболитизации, лейкоксенизации.

Петрохимические особенности комплексов габбро-диабазовой формации отражают их относительно устойчивый петрографический состав и слабо проявленную дифференциацию (табл. 17). Для пород габбро-диабазовой формации в целом характерно непрерывное распределение составов по SiO_2 от 45 до 53%, при этом для разновозрастных комплексов характер распределения по SiO_2 варьирует и отличается положением максимума. Раннепротерозойские комплексы отличаются колебаниями SiO_2 от 49 до 53% при максимуме, отвечающем преобладающему распространению пород с содержанием $SiO_2 = 49 \div 50\%$. Для раннепалеозойских комплексов Урала, Казахстана характерен предел колебаний $SiO_2 = 46 \div 49\%$ при максимуме 49%. В комплексах среднепалеозойского возраста (Южный Тянь-Шань, Зайсанская складчатая система) при колебаниях $SiO_2 = 45 \div 53\%$ отмечается непрерывная серия пород с относительно равномерным распределением по SiO_2 в диапазоне 47—48%.

Распределение по SiO_2 в мезозойских комплексах близко к распределению в среднепалеозойских. В целом от раннего протерозоя до мезозоя намечается некоторое увеличение основной преобладающего типа пород комплексов габбро-диабазовой формации, причем эта особенность выступает в ряде регионов

17. Средний химический состав пород габбро-диабазовой формации, вес. %

Окислы	1		2		3	4	5		6		7		8	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	46,57	2,80	46,60	2,18	44,77	54,70	46,03	1,88	47,49	0,34	49,14	2,45	48,10	1,09
TiO ₂	1,30	0,40	0,90	0,34	2,89	2,18	1,06	0,42	1,55	0,28	1,74	0,85	2,18	0,85
Al ₂ O ₃	15,58	0,51	15,84	1,24	14,01	15,76	16,39	2,40	15,55	0,48	14,57	2,15	13,71	1,2
Fe ₂ O ₃	2,58	0,43	5,85	2,35	1,89	0,89	3,68	2,5	3,01	0,91	2,80	1,17	2,59	0,93
FeO	7,95	1,68	4,08	2,19	12,20	6,82	5,95	2,88	8,86	1,67	10,88	2,7	11,30	1,55
MnO	0,18	0,06	0,26	0,24	0,18	0,19	0,15	0,045	0,24	0,17	0,22	0,08	0,23	0,07
MgO	7,37	0,75	5,93	2,36	5,45	2,70	10,14	5,00	6,76	0,34	6,01	1,44	6,31	1,80
CaO	8,90	1,53	10,70	2,32	8,07	5,61	9,25	2,24	3,80	1,66	8,06	2,15	9,54	1,44
Na ₂ O	3,45	0,84	2,99	0,63	2,76	4,36	2,57	1,19	2,27	0,36	2,40	0,85	2,28	0,52
K ₂ O	0,91	0,88	1,10	0,69	0,75	2,08	0,56	0,52	0,50	0,23	1,03	0,67	0,74	0,29
H ₂ O	0,5	0,12	He опр.	He опр.	0,36	0,31	1,09	1,11	0,22	0,11	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
SO ₃	He опр.	He опр.	"	"	0,1	0,01	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	"	"	"	"
P ₂ O ₅	0,12	"	"	"	0,27	0,014	"	"	"	"	"	"	"	"
П. п. п.	4,56	1,64	5,29	1,67	3,38	3,24	"	"	"	"	2,55	1,13	2,34	0,89
Количество анализов	4		6		13	1	7		7		17		11	

Кисунинский комплекс Северного Урала (по данным Г. В. Симакова, 1973 г.): 1 — габбро-диабазы, 2 — диабазы; мальгузарский комплекс Южного Тянь-Шаня (по данным В. В. Баранова, 1976 г.): 3 — габб-

ро-диабазы, 4 — габбро-диабазы кварцевые; маркакульско-белорецкий комплекс (по данным А. В. Конникова, Н. С. Шуликова): 5 — габбро-диабазы, 6 — диабазы;

амгуэмо-анюйский комплекс Чукотской складчатой системы (по данным В. В. Дегтярева, 1975 г.): 7 — габбро-диабазы, 8 — диабазы.

весьма отчетливо (мальгузарский комплекс), что, видимо, отражает влияние регионального фактора. Судя по вариационным диаграммам зависимости содержания SiO_2 и коэффициенту фракционирования (F), для многих габбро-диабазовых комплексов характерны дифференционные серии пород, в которых $F=55 \div 75$, а $\text{SiO}_2=45 \div 53\%$ (см. рис. 68).

Содержания других окислов меняются в целом в соответствии с тенденциями дифференциации, характерными для фенеровского ее тренда, однако проявлена она в незначительной степени. Этот тренд, в частности, подчеркивается некоторым уменьшением содержаний Al_2O_3 и MgO по мере возрастания коэффициента фракционирования. Содержание CaO в ходе дифференциации остается постоянным (9—10%); значительный разброс точек для некоторых комплексов связан, вероятно, либо с карбонатизацией (казбекский комплекс), либо с явлениями контаминации карбонатных пород (мальгузарский, ауминзатауский, тувинский). Изменение содержаний TiO_2 , Na_2O , K_2O и P_2O_5 обнаруживает прямую корреляцию с увеличением F . Это вызвано, в частности, изменением составов пироксенов пород от магнезиального авгита до ферроавгита и титанавгита, а также понижением основности плагиоклаза. В наиболее меланократовых породах комплексов габбро-диабазовой формации постоянно отмечаются никель, кобальт, ванадий, хром, медь; содержание падает в породах лейкодиабазового состава, а также в диоритах, кварцевых диоритах, гранофирах, в которых возрастает содержание меди, бария, стронция, скандия. В переменных количествах постоянно обнаруживаются золото, серебро, молибден, реже свинец, цинк.

Таким образом, общие петрохимические и геохимические особенности комплексов габбро-диабазовой формации указывают на их связь с исходной толеит-базальтовой магмой.

Незначительные в целом проявления дифференциации этой магмы (что отличает интрузии рассматриваемой формации от тел, принадлежащих ко многим другим формациям семейства) не позволяют положительно оценивать возможности образования в них крупных рудных концентраций. Намечаются две группы габбро-диабазовых комплексов, различающихся в отношении металлогенической специализации. Наиболее распространена группа комплексов, характеризующихся повышенной железистостью и титанистостью при слабо повышенных или «нормальных» содержаниях кремнезема и щелочей (кисуньинский, кусинский, юлукский, коскуль-карсакпайский, маркакульско-белорецкий, некоторые комплексы Кузнецкого Алатау и др.). При общем повышенном содержании титана и железа в породообразующих минералах (титан-авгит, титанистая роговая обманка) накопление этих элементов происходит и в виде самостоятельных фаз (титаномagnetит, ильменит). Ильменит образует раннемагматическую вкрапленность и шпировидные

скопления преимущественно в меланократовых и мезократовых породах; титаномагнетит характерен для более лейкократовых габбро-диабазов. Сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит) проявляются в виде тонких жилков. В крупных силлах таких комплексов возможно образование скоплений железо-титановых руд.

Для другой группы габбро-диабазовых комплексов характерна сульфидная никелево-медная (при преобладании меди) минерализация, обычно в виде убогой вкрапленности, главным образом в меланократовых породах при отсутствии или незначительном проявлении ильменитовой минерализации. Такие комплексы отличаются более значительной дифференциацией и включают породы от верлитов и плагиоклазовых пироксенитов до кварцсодержащих габбро, иногда гранофиоров с магнетитом (хенгурский, мальгузарский и другие комплексы). Эти комплексы характеризуются «нормальным» или пониженным содержанием кремнезема в породах и обогащением щелочами и железом конечных продуктов дифференциации. В породах хенгурского комплекса установлены аксессуарные платиноиды [186].

Обе группы габбро-диабазовых комплексов, сопровождающихся соответственно железо-титановой и никелево-медной минерализацией, по своим металлогеническим особенностям в какой-то мере напоминают титаноносные интрузии сиенит-габбровой формации, с одной стороны, и никеленосные расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-норитовой формации — с другой. Оба эти типа интрузий кристаллизовались на более значительных глубинах (свыше 4 км).

Менее определенной представляется связь медно-золоторудных и полиметаллических рудопроявлений, развитых в габбро-диабазовых комплексах (казбекский, амгуэмо-анюйский). В этом случае связь между ними может быть парагенетической.

Анортозитовая формация

Анортозитовая формация включает существенно анортозитовые по составу комплексы, залегающие среди глубоко метаморфизованных образований докембрия и сформировавшиеся в условиях наиболее глубоких зон земной коры. Эта формация была выделена авторами [138, 382] из группы формаций так называемых автономных, по А. П. Лебедеву и А. Ф. Баддингтону, или орогенно-плутонических, по Ж. Беранже, анортозитов, включающих, кроме того, габбро-анортозитовую формацию.

На территории СССР анортозитовая формация объединяет древнеджугджурский, анабарский и волго-уральский комплексы, а также отдельные мелкие тела анортозитов в пределах Охотского и Омолонского срединных массивов [54, 82, 382].

Возможно, в состав рассматриваемой формации входят и некоторые анортозитовые тела Кольского полуострова (типа анортозитов Кандалакши, Сальных тундр и т. п.).

Подавляющая часть пород анортозитовой формации распространена в пределах докембрийских Сибирской и Восточно-Европейской платформ, входя в состав их фундамента. Реже они встречаются среди докембрийского фундамента фанерозойских складчатых областей — Монголо-Охотской (анортозиты Баладекского горста) и Верхояно-Чукотской (анортозиты Охотского и Омолонского срединных массивов). В гетерогенной структуре фундамента платформ анортозитовые комплексы приурочены к наиболее мобильным в докембрии складчатым поясам, стабилизация которых завершалась в среднем или позднем протерозое (Джугджуро-Становой пояс и анабарские мобильные зоны Сибирской платформы, Владимиро-Казанская и Рязано-Саратовская складчатые системы карелид Русской платформы). В пределах мобильных докембрийских поясов анортозитовые комплексы пространственно и структурно ассоциируют с наиболее древними образованиями, слагающими основания (цоколь) этих поясов, часто приподнятые в виде горст-антиклинальных зон или срединных массивов. Выходы анортозитов, как правило, контролируются зонами глубинных разломов (Становой, Чогар-Немуйканский, Котуйкан-Монхоольский и др.). Вмещающими породами рамы для анортозитов являются архейские кристаллические сланцы и гнейсы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации повышенных давлений (джанино-курультинский комплекс Джугджуро-Станового пояса, верхнеанабарская и далдынская серии Анабарского щита, отрадненская и большечеремшанская толщи Восточно-Европейской платформы). Анортозитовые тела обнаруживают полное согласие своей формы и внутренней структуры с формой и структурами вмещающих пород рамы.

Важнейшей особенностью геологоструктурного положения описываемых анортозитов является также их почти постоянная пространственная ассоциация с несколько более молодыми по возрасту (но также, по-видимому, архейскими) комплексами мангерит-гранитовых пород.* Связь эта столь тесна и закономерна для катазональных анортозитов всего мира, что эти породы нередко объединяют в единую ассоциацию, считая формирование ее характерной чертой истории геологического развития докембрия [382, 692].

Анализ геологоструктурного положения анортозитов, их соотношения со складчатостью, региональным метаморфизмом и гранитизацией вмещающих пород рамы позволяют наметить их место в истории геологического развития докембрийской земной

* Эти комплексы объединяются авторами в самостоятельную мангерит-гранитовую формацию, которая в настоящей работе не рассматривается.

коры. Поясное расположение подавляющей части анортозитовых массивов позволяет говорить об образовании этой формации на тех стадиях развития земной коры, когда уже возникла крупная латеральная неоднородность в ее строении — обособились мобильные пояса и относительно стабильные массивы. В пределах докембрийских мобильных поясов образование анортозитовой формации имело место после регионального метаморфизма гранулитовой фации и первого этапа складчатости вмещающих пород рамы, но до главного этапа их складчатости и синорогенной гранитизации [137, 383, 675]. Таким образом, можно говорить о приуроченности анортозитовой формации к ранненверсионным стадиям развития докембрийских подвижных областей.

Вопрос о возрасте отдельных комплексов формации сложен и дискуссионен. Анализ и обобщение многочисленных материалов, относящихся к этому вопросу [54, 82, 380, 647, 683], дают основание считать, что анортозитовая формация проявилась в докембрийской истории Земли, по всей вероятности, дважды: в раннем и в позднем докембрии.

К раннедокембрийским, вероятнее всего архейским, следует отнести комплексы, выделенные на территории СССР: древнеджугджурский, анабарский и волго-уральский. Все они рвут или метасоматически замещают архейские образования, метаморфизованные в гранулитовой фации, и сами прорываются (метасоматически замещаются) позднеархейскими или раннепротерозойскими мангеритами, чарнокитами и другими гранитоидами и пегматитами с радиологическими возрастными 1900—2400 млн. лет. Радиологический возраст анортозитов из этих комплексов изучен недостаточно. Вместе с тем значения 2700 ± 120 млн. лет, полученные свинцовым — свинцово-изохронным методами по 5 пробам из одного массива древнеджугджурского комплекса (материалы авторов), с несомненностью свидетельствуют в пользу раннедокембрийского возраста этих анортозитов. К позднедокембрийским (1100—1400 млн. лет) относятся адирондакский и норвежский анортозитовые комплексы [647, 683].

Тела анортозитов сложены в основном единой серией пород от анхимономинеральных анортозитов, через норит-анортозиты и габбро-норит-анортозиты до меланократовых норитов и габбро-норитов. В массивах широко развиты также производные от этих пород, возникшие при их метаморфизме в условиях амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации. Среди пород преобладают разнообразные анортозиты (лабрадориты, основные и кислые андезиты, иногда битовниты), слагающие 70—75 и даже 90% площади массивов. Габбро-анортозиты слагают не более 20% площади массивов; нориты и габбро составляют всего несколько процентов объема тел. В составе многих массивов встречаются (занимая не более 1% площади)

рудные габбро, рудные ультрамафиты и «сплошные» ильменит-титаномагнетитовые руды, а также в различной степени анортозитизированные кристаллические сланцы.

Анортозиты, габбро-нориты и анортозиты, нориты и габбро-нориты связаны между собой постепенными переходами. Рудные габбро, ультрамафиты и ильменит-титаномагнетитовые породы (имеющие между собой постепенные переходы) находятся с группой анортозитов и норитов в сложных взаимоотношениях. Иногда эти породы пересекаются жилами анортозитов, но чаще рудные габброиды и ультрамафиты в тесной ассоциации с кристаллическими сланцами слагают среди анортозитов дайко- или линзообразные тела. Контакты их с анортозитами то довольно четкие, то расплывчатые через зону переходных пород. Сплошные ильменит-титаномагнетитовые руды часто слагают в анортозитах секущие жилы и линзы.

В древнеджугджурском и анабарском комплексах в группе анортозитов и габбро-анортозитов отчетливо устанавливаются две последовательно формирующиеся фациальные серии, различающиеся по составу плагиоклазов: в древнеджугджурском [137, 384] — лабрадоритовая фация (ранняя) и фация основных андезитов (поздняя), в анабарском [82] — фации лабрадоритов—битовнитов и основных андезитов—лабрадоритов; последовательность их формирования не ясна. Соотношение между породами различных фаций носит метасоматический характер. Широко развитые в отдельных комплексах (особенно в древнеджугджурском и волго-уральском) фации кислых андезитов и андезитов—олигоклазитов являются продуктом регрессивной стадии преобразования анортозитов под воздействием более поздних по времени метаморфизма и ультраметаморфизма.

Для рассматриваемой формации характерно неоднородно-зональное пятнисто-полосчатое строение массивов (рис. 52). Краевые зоны подавляющего большинства массивов относительно обогащены мезо- и меланократовыми породами (габбро-анортозитами и габброидами), тогда как в их центральных частях этих пород совсем мало. Пятнисто-полосчатая макро-структура обусловлена развитием многочисленных шлиров и полос габбро-анортозитов, норитов, рудных габброидов и ультрамафитов среди анортозитов. Размеры их варьируют в широких пределах: длина от нескольких сантиметров до нескольких километров, мощность достигает несколько сотен метров. Количество и размеры шлиров, как правило, увеличиваются в краевых зонах. Полосчатость массивов подчеркивается и присутствием, особенно в их краевых зонах, включений в различной степени анортозитизированных основных кристаллических сланцев (мощностью до нескольких километров), имеющих обычно пластообразную или линзовидную форму, а также субпараллельной ориентировкой мегакристаллов плагиоклаза. Все эти

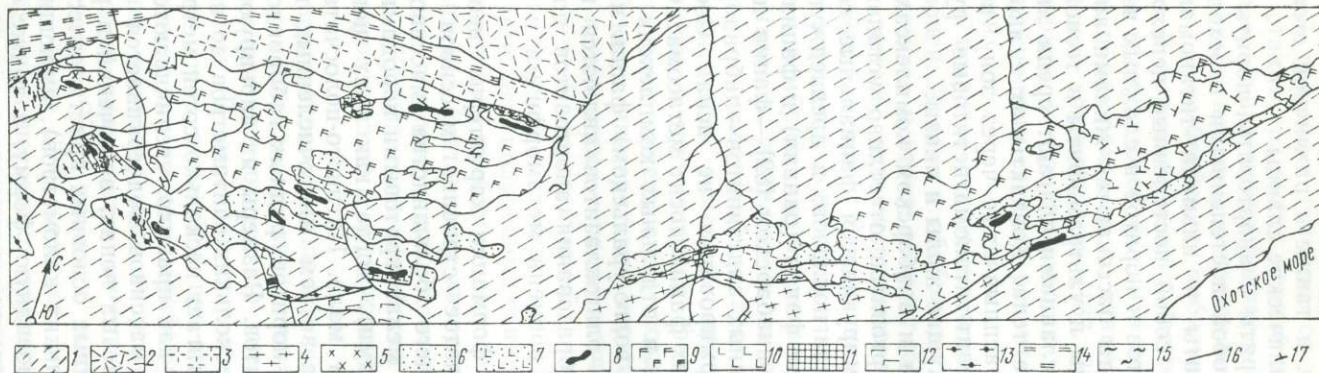


Рис. 52. Схематическая геологическая карта Главного анортозитового массива. Составили И. Н. Дагелайская и В. Н. Мошкин с использованием данных А. П. Лебедева, В. В. Шиханова, А. М. Ленникова, Н. С. Шпак и других.

1 — послекембрийские образования; 2 — вулканиды (PR₂); 3 — рапакивидные гранитоиды (PR₂); 4 — гнейсы станового комплекса и древне- и позднестановые гранитоиды (AR₂-PR₁); архейские образования; 5 — породы мангерит-гранитного комплекса; 6-11 — древнеджугджурский комплекс анортозитов: 6 — измененные

анортозиты (кислые андезиты и олигоклазиты), 7 — измененные габбро-анортозиты, 8 — рудные (апатит-ильменит-титаномагнетитовые) габбро, пироксениты и перидотиты, 9 — лабрадориты со шширами норито-лабрадоритов, 10 — норито-лабрадориты со шширами лабрадоритов, 11 — основные кристаллические сланцы (ксено-

литы в анортозитах); 12 — метаморфизованные мафиты и ультрамафиты майскоджанинского комплекса; 13 — кристаллические сланцы и гнейсы джанинской серии; 14 — гнейсы и сланцы желтулинской серии; 15 — зоны анортозитизации; 16 — разломы; 17 — элементы залегания пород.

элементы внутренней структуры массивов находятся в согласии с его контурами и структурой вмещающих пород рамы. Углы падения указанных структурных элементов $0-90^\circ$ [82, 137, 138, 647].

Кроме многочисленных массивов породы описываемой формации слагают также и зоны анортозитизации, выявленные в ряде регионов, в том числе за пределами СССР. Характерные черты строения и состава этих зон описаны в недавно опубликованной работе авторов [383] и здесь не освещаются.

Анортозиты, габбро-анортозиты и безрудные габбро, слагающие более 98% объема массивов формации, представляют собой единую серию пород, различающихся лишь количественными соотношениями породообразующих минералов. Главными из них являются плагиоклазы, ромбический и моноклинный пироксены, оливин, роговая обманка, акцессорными — ильменит, титаномagnetит, апатит, magnetит, рутил, циркон, сфен, пирит, пирротин, халькопирит, корунд, шпинель, гранат, вторичными — амфиболы, эпидот-клиноцоизит, хлорит, кальцит, серицит, тальк.

Собственно анортозиты по основности плагиоклазов подразделяются на битовнититы, лабрадориты, основные и кислые андезиты. Часто в анортозитовых породах присутствуют плагиоклазы различной основности, что обуславливает выделение смешанных фациальных разновидностей: лабрадорит-битовнитовой или андезитит-лабрадоритовой.

Плагиоклазы всех групп пород характеризуются отсутствием зональности, триад и двойникования по сложным законам (преобладают альбитовые и периклиновые). Состав их варьирует в пределах ap_{38-89} . В анортозитах и габбро-анортозитах анабарского комплекса плагиоклазы ap_{45-63} составляют 70%, лабрадор-битовниты ap_{66-86} — около 22%. В анортозитах древнеджугджурского комплекса 80% зерен составляют лабрадоры — ap_{50-62} , основные андезины ap_{45-49} — около 15%. В габбро-норитах и норитах преобладают плагиоклазы, несколько более кислые, чем в анортозитах. Состав лабрадоров — $ap_{50-58}ab_{39-49}or_{2-5}$, основных андезинов — $ap_{45-47}ab_{48-50}or_{5-7}$. Плагиоклазы анортозитов (судя по древнеджугджурскому комплексу) характеризуются высокой структурной упорядоченностью (индекс 70—100), которая близка упорядоченности плагиоклазов метаморфических пород гранулитовой фации (индекс 80—100), что указывает на сходные температуры их кристаллизации (рис. 53).

Среди пироксенов в составе пород преобладают ромбические — гиперстены и бронзиты. Бронзиты состава $wo_{2-4}ep_{68-75}fs_{22-28}$ характерны для пород анабарского и волгоуральского комплексов. Гиперстены характерны для всех групп древнеджугджурского комплекса. Гиперстены лабрадоритов $wo_{5-6}ep_{53-64}fs_{31-42}$ по сравнению с гиперстенами андезититов

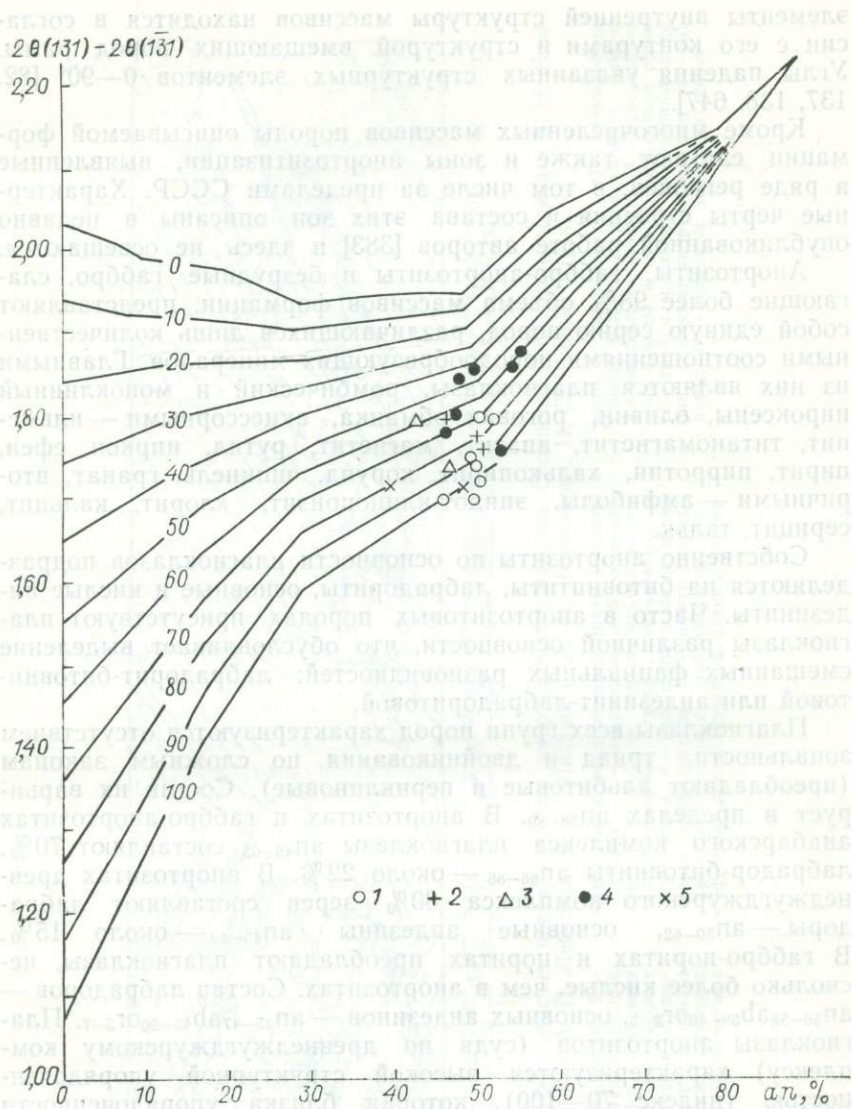


Рис. 53. Значения структурной упорядоченности плагиоклазов из пород анортзитовой и габбро-анортзитовой формации (по диаграмме Д. Б. Слеммонса, 1962 г.).

1-3 — плагиоклазы пород древнеджурского комплекса анортзитовой формации: 1 — из лабрадоритов, 2 — из андезитов, 3 — из пород зон анортзитизации; 4 — плагиоклазы пород украинского комп-

лекса габбро-анортзитовой формации; 5 — плагиоклазы кристаллических сланцев джанинской серии Алдано-Станового щита (гранулитовая фаза метаморфизма).

$\text{wo}_{2-9}\text{ep}_{52-59}\text{fs}_{39-45}$ содержат большее количество CaO , MgO и меньшее Fe_2O_3 . Содержание CaO в гиперстенах лабрадоритов составляет 0,8—3,1%, что указывает на температуру их кристаллизации 1000—1100°C [137]. Содержание глинозема в них (1,4—3%) ниже, чем в гиперстенах кристаллических сланцев, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

Моноклинные пироксены преобладают в составе лабрадорит-битовнитов (анабарский комплекс) и основных андезитов (древнеджугджурский комплекс). Большая часть моноклинных пироксенов анортозитов, габбро-анортозитов и габброидов, по классификации И. В. Гинзбурга, относится к собственно авгитам $\text{wo}_{35-42}\text{ep}_{36-46}\text{fs}_{13-23}$. Моноклинные пироксены основных андезитов (древнеджугджурский комплекс) представлены авгитами $\text{wo}_{46}\text{ep}_{38}\text{fs}_{16}$, богатыми кальцием, а большая часть пироксенов лабрадорит-битовнитов (анабарский комплекс) — салитами $\text{wo}_{46-47}\text{ep}_{30-33}\text{fs}_{20-44}$.

Для пары ромбический — моноклинный пироксен железистость первого всегда несколько больше второго. Температура кристаллизации для анортозитов древнеджугджурского комплекса 900—950°C [137], для анортозитов анабарского комплекса 900—1250°C [82], т. е. несколько выше, чем температура метаморфизма пород гранулитовой фации.

Характерными амфиболами описываемых пород являются роговые обманки и актинолит. В основных андезитах древнеджугджурского комплекса они представлены обыкновенной роговой обманкой с железистостью 50—52%, замещающей пироксен; в лабрадорит-битовнитовых анабарского комплекса — гастингситовой роговой обманкой с железистостью 40—65% [82] и повышенным содержанием глинозема (11—14%) и щелочей.

Из рудных минералов в анортозитах преобладает ильменит (0,15—1%), в габброидах — титаномагнетит; для пород анабарского комплекса характерен магнетит с содержанием TiO_2 0,5—4,6%.

Обособленной группой в составе анортозитовых комплексов являются рудосодержащие породы, представленные рудными габбро, рудными перидотитами и пироксенитами. Главными минералами этих пород являются: клинопироксен [ферроавгит ($\text{wo}_{31}\text{ep}_{29}\text{fs}_{40}$)] — 15—47%, оливин [гортонолит или феррогортонолит (fs_{40-75})] — 1—40%, рудные — 5—35%, фтор-апатит — 0,5—15%. В «сплошных» апатит-ильменит-титаномагнетитовых породах количество рудных минералов достигает 85%, а апатита иногда до 45%. Среди рудных преобладает титаномагнетит с содержанием TiO_2 17—19%, ильменит часто представлен ферроильменитом с содержанием TiO_2 47—52%, Fe_2O_3 5—13%. Характер выделения рудных минералов свидетельствует об их более позднем по сравнению с силикатами образовании. Измененные (диафторированные) породы представлены кислыми андезитами, габбро-андезитами и

амфиболовыми габбро. Роговые обманки этих пород характеризуются низким содержанием щелочей и титана и высоким CaO , Fe_2O_3 , SiO_2 , H_2O .

Комплексы пород, входящие в анортозитовую формацию, по важнейшим петрохимическим параметрам сходны между собой. Это сходство наиболее ярко выявляется при анализе бинарных диаграмм, по осям ординат которых откладывались содержания главных окислов, по осям абсцисс — индексы дифференциации, кристаллизации, цветной, а также значения общей железистости и т. д. Направления кривых, отражающих среднее содержание тех или иных окислов в различных комплексах, близки между собой, что свидетельствует о принципиальном сходстве их петрохимических трендов. Кривые располагаются близко друг от друга, что говорит о близости средних составов пород между собой. Правда, анабарский комплекс в целом отличается от древнеджугджурского несколько большими содержаниями Al_2O_3 и CaO и меньшими FeO , Fe_2O_3 , MgO и SiO_2 . Близкое положение занимают фигуративные точки пород формации и на тройных диаграммах типа AFM и $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

По химическому составу большинство пород формации относится к нормальному ряду, кроме групп анхимономинеральных лабрадоритов и битовнититов, часто пересыщенных глиноземом. Для пород характерна высокая железистость (35—95%) и низкая кальциевость цветной их части ($f' > m' > c'$), что объясняется преобладанием развития в породах высокожелезистых ортопироксенов по сравнению с клинопироксенами. По общей железистости выделяются две ветви пород: одна соответствует анортозитам, габбро-анортозитам и габбро-норитам (общая железистость 40—60%), вторая — рудным габброидами и ультрамафитам (общая железистость 60—80%). Степень окисленности железа ($\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$) колеблется в интервале 5—80% с наиболее распространенными значениями 15—65%. Также сильно колеблется и титанистость пород ($\text{Ti}/\Sigma\text{Fe}$) — от нуля до 45% (наиболее распространены породы с титанистостью 5—20%). Все породы формации характеризуются низкой кальциевостью ($\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$).

Методом многократной корреляции, по Ю. К. Буркову, определены корреляционные связи петрогенных элементов для главных пород древнеджугджурского и анабарского комплексов. Для этих пород характерна сильная положительная связь кальция и алюминия, чем они отличаются от подобных пород габбро-анортозитовой формации.

В табл. 18 приведен средний химический состав главных пород древнеджугджурского и анабарского комплексов, а также вычисленный с учетом площадной распространенности пород средний химический состав древнеджугджурского комплекса в целом.

18. Средний химический состав пород анортозитовой формации, вес. %

Окислы	1		2		3		4	5		6	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	53,61	0,91	52,47	1,46	34,33	8,38	54,19	51,41	2,74	51,48	1,98
TiO ₂	0,19	0,01	0,30	0,02	3,50	2,03	0,29	0,09	0,09	0,27	0,20
Al ₂ O ₃	27,76	1,44	23,42	2,39	5,80	3,54	25,32	29,02	1,85	24,85	1,49
Fe ₂ O ₃	0,70	0,65	1,77	1,11	13,60	8,48	1,57	0,77	0,38	1,06	0,46
FeO	1,26	0,77	3,40	1,61	21,36	7,17	2,22	1,16	0,86	3,41	1,40
MnO	0,03	0,02	0,08	0,04	0,46	0,25	0,05	0,01	0,01	0,07	0,03
MgO	0,54	0,42	2,77	1,10	7,56	4,12	1,36	0,50	0,36	3,05	1,29
CaO	10,74	0,99	9,75	0,74	9,86	2,84	9,87	12,34	2,11	11,67	1,88
Na ₂ O	3,70	0,93	3,74	0,65	0,72	0,61	4,20	3,81	1,00	3,08	1,07
K ₂ O	0,80	0,34	0,89	0,77	0,23	0,17	0,83	0,54	0,39	0,47	0,16
P ₂ O ₅	0,04	—	0,08	—	1,07	—	0,09	0,04	0,04	0,06	0,05
Количество анализов	20		16		11			23		12	

Древнеджугджурский комплекс (по данным И. Н. Дагелайской и В. Н. Мошкина): 1 — лабораториты, 2 — габбро-лабра-

лориты, 3 — рудные ультрабазиты, 4 — состав комплекса; анабарский комплекс (по данным А. Н. Вишневского,

Б. Г. Лутца и др.): 5 — анортозиты, 6 — габбро-анортозиты.

Геохимические особенности пород формации изучены слабо. Анортозиты и габбро-анортозиты древнеджугджурского комплекса характеризуются близкими кларку (для основных пород) содержаниями циркония, галлия, марганца, цинка, рубидия, олова и значительно меньшими, чем кларковые, концентрациями кобальта, меди, никеля, ванадия, скандия, бария, стронция. В рудных габброидах и ультрамафитах по сравнению с анортозитами увеличивается содержание титана, фосфора, циркония, иттербия, иттрия, марганца, цинка и уменьшается — хрома, никеля, стронция. По сравнению с кларками (для ультраосновных пород) в них на порядок выше содержание титана, фосфора, циркония, цинка, скандия, близки концентрации марганца, меди, кобальта, галлия, свинца и значительно меньшие — хрома, никеля, ванадия, бериллия, бария. Для пород формации характерны высокие значения K/Rb (1000—1600), для измененных разновидностей анортозитов комплекса — пониженные (до 400).

Комплексы анортозитовой формации специализированы на титан, железо и фосфор. Многочисленные, в том числе очень крупные, ильменит-титаномагнетитовые и гематит-ильменитовые месторождения, связанные с породами этой формации, известны в Канаде, Норвегии, СССР и некоторых других районах мира [382, 681]. Крупные по запасам, но сравнительно бедные по содержанию титана месторождения титановых руд связаны с древнеджугджурским анортозитовым комплексом (Джанинское, Геранское и др.). Они представлены главным образом линзообразными телами рудных габброидов и ультрамафитов, приуроченными преимущественно к краевым зонам массивов. Однако в пределах центральных зон анортозитовых массивов древнеджугджурского и анабарского комплексов, возможно, имеются месторождения существенно ильменитовых руд.

В связи с открытием среди пород древнеджугджурского комплекса крупных рудопроявлений апатита, которые «добавились» к ряду ранее известных апатитовых проявлений, связанных с породами адирондакского комплекса Северной Америки, анортозитовая формация, несомненно, может быть положительно оценена как возможный крупный источник фосфорного сырья. Апатитовые проявления тесно ассоциируют с ильменит-титаномагнетитовыми месторождениями (Гаюмское, Маймаканское и др.). Они представлены либо линзообразными телами сложных апатит-титаномагнетитовых руд, либо зонами богатых вкрапленных и сплошных апатитовых руд в анортозитах. Важное значение анортозиты, по-видимому, приобретут как комплексное сырье для производства глинозема и цемента [99, 137]. Особенно актуальное значение анортозиты в качестве глиноземного сырья могут приобрести в восточных районах нашей страны. (Становая складчатая область, где располагаются крупнейшие анортозитовые массивы).

Перидотит-пироксенит-норитовая формация

Ассоциация расслоенных ультрамафитовых и мафитовых пород, в составе которых существенная роль принадлежит ортопироксену, впервые в ее современном понимании была выделена Н. П. Михайловым [366]. Ю. А. Кузнецов [276] сходную по составу ассоциацию пород описывает под названием формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий. Оба автора в числе типичных представителей формации рассматривают мончегорский комплекс Кольского полуострова, бушвелдский — Южной Африки, массив Стиллуотер и ряд других. Н. П. Михайлов [366] к их числу относит также златогорский комплекс Восточного Казахстана, довыренский — Северного Прибайкалья, булкинский — Западного Саяна.

Непрерывный ряд пород перидотит-пироксенит-норитовой формации составляют дуниты, гарцбургиты, ортопироксениты, нориты, габбро-нориты, габбро. Больше всего развиты габбро-нориты; среди ультрамафитов ограничено развиты лерцолиты, верлиты, вебстериты, клинопироксениты, среди габброидов — троктолиты, анортозиты, габбро-диориты, а также более кислые дифференциаты. Объем и содержание перидотит-пироксенит-норитовой формации еще нуждаются в уточнении.

Так, например, в троснянско-мамонском комплексе Воронежского кристаллического массива почти в равной степени представлена вся гамма ультрамафитов, включая дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, плагиоклазовые и роговообманковые перидотиты [600]. В расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузиях Алтае-Саянской области, относимых И. М. Волоховым и др. [95] к габбро-пироксенит-дунитовой формации, породы с ортопироксеном в качестве главного породообразующего минерала развиты незначительно. В то же время среди габброидов значительная роль принадлежит габбро-норитам. Таким образом, эти комплексы несут в себе черты и перидотит-пироксенит-норитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций. Учитывая это, их можно рассматривать в качестве переходного члена указанных формаций.

Исходя из изложенного выше понимания объема перидотит-пироксенит-норитовой формации, представляется целесообразным включить в ее состав кроме перечисленных комплексов тасмолинский Казахстана, усинский, нижедербинский, булкинский, можалыкский, лысогорский и большереченский — Алтае-Саянской области, довыренский — Байкальской складчатой области, каларский — Алдано-Станового щита, пиканский и баладекский — Амуро-Охотской складчатой системы, ловнозерский, олангский и бураковский — Карело-Кольского региона.

Комплексы перидотит-пироксенит-норитовой формации известны начиная с раннепротерозойского тектоно-магматического цикла, когда срединные массивы, сложенные складчатыми

архейскими образованиями, представляли собой уже достаточно консолидированные структуры. Несмотря на то что расслоенные интрузии в этих структурах имеют также докембрийский возраст, они всегда являются более поздними образованиями, внедрившимися в уже метаморфизованные и складчатые толщи. Комплексы раннепалеозойского возраста также залегают обычно в срединных массивах или в окраинах древних платформ. Установленная для отдельных районов (например, в Кокчетавском районе Казахстана) синхронность проявления расслоенных интрузий и проявлений инициального базальтового вулканизма в соседних подвижных зонах (геосинклиналях) является, по-видимому, общей закономерностью [440]. Так, проявления интрузий мончегорского комплекса на Балтийском щите можно связывать с началом развития карельских геосинклиналей; одновременно с заложением байкальских геосинклиналей формировались расслоенные интрузии Северного Прибайкалья; с развитием каледонских геосинклиналей связаны комплексы расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий Северного Казахстана и Алтае-Саянской области. Все эти данные позволяют считать, что интрузивные комплексы этой формации образовались в условиях тектоно-магматической активизации срединных массивов, сопряженных с развитием смежных геосинклиналей.

Размещение массивов перидотит-пироксенит-норитовой формации определяется приуроченностью к стабильным блокам земной коры. Наиболее типичные представители формации на Кольском полуострове: Мончегорский, Мончетундровский, Панский и Федоровский массивы — являются межформационными телами, внедрившимися по границе архейских гнейсов с протерозойскими вулканогенно-осадочными толщами Имандра-Варзугской грабен-синклинали и тяготеют к Центральнокольскому разлому. Размещение массивов златогорского комплекса в Казахстане контролируется крупными разломами, возникновение которых связано с тектоно-магматической активизацией древней Кокчетавской глыбы. В пределах Алтае-Саянской области массивы приурочены к зонам сочленения кембрийских эвгеосинклинальных прогибов со структурами более ранней консолидации [160].

Все это предопределяет дискордантный характер массивов по отношению к пликативным структурам вмещающих их образований практически во всех областях их проявления. Размещение интрузий перидотит-пироксенит-норитовой формации в пределах жестких блоков и устойчивых поднятий обуславливает также значительный разрыв во времени образования с породами рамы. Возникновение расслоенных интрузий синхронно с формированием геосинклинальных прогибов, смежных с областями их проявления [88, 366]. Однако, как правило, расслоенные интрузии не имеют полных аналогов среди вулканоген-

ных образований. Контактное воздействие массивов на вмещающие образования выражается в возникновении узких зон роговиков. Мощность их измеряется обычно единицами, иногда десятками метров.

В строении расслоенных массивов принимает участие широкая гамма мафит-ультрамафитовых пород, среди которых главную роль (~70%) играют габбро-нориты. В наиболее типичных представителях формации (мончегорский, златогорский комплексы) ультрамафитовые дифференциаты представлены дунитами, гарцбургитами и бронзититами. В троснянско-мамонском комплексе Воронежского кристаллического массива, довыренском комплексе Северного Прибайкалья наряду с ними и примерно в равном количестве развиты лерцолиты, верлиты, вебстериты, клинопироксениты. В лысогорском, нижнедербинском и других комплексах Алтае-Саянской области эти породы являются преобладающими среди ультрамафитов. Наряду с габбро-норитами, норитами, а также их оливиновыми разновидностями представлены троктолиты, габбро, оливиновые габбро, роговообманковые габбро, габбро-анортозиты, норит-анортозиты, анортозиты. Среди кислых дифференциатов наиболее типичны диориты и кварцевые диориты.

Характерной чертой интрузий является закономерная смена ультраосновных пород основными и средними снизу вверх по разрезу расслоенных серий. В связи с этим количественные соотношения различных типов пород в значительной степени определяются глубиной эрозионного среза каждого конкретного массива. Сопоставление данных по разным комплексам показывает, что эта причина не является единственной, существенную роль, по-видимому, играет и состав исходных расплавов.

Размеры расслоенных массивов по площади обычно составляют десятки и первые сотни квадратных километров. Крупнейшими представителями расслоенных интрузий являются Бушвелдский массив в Южной Африке (65 000 км²), Великая дайка Южной Родезии (3000 км²), Бураковский массив Карелии (800 км²) и др. Мощность расслоенных серий пород измеряется первыми километрами, достигая в крупных массивах 5—8 км.

Наиболее обычной формой интрузий является этмолит — дискордантное тело в виде неправильной воронки. Реже встречаются интрузии типа лополита, гарполита или крупных дайкообразных массивов. Во всех случаях они имеют автономную чашеобразную структуру, образованную серийной согласно залегающих магматических «слоев». Обычно в массивах выделяются две серии пород: центральная и краевая (рис. 54).

Структура краевой серии конформна контактам. Она образует своеобразную «скорлупу», окружающую внутренние части массива, сложенные центральной серийной расслоенных пород. Краевая серия подразделяется на нижнюю, боковую и верхнюю группы, каждая из которых характеризуется своими

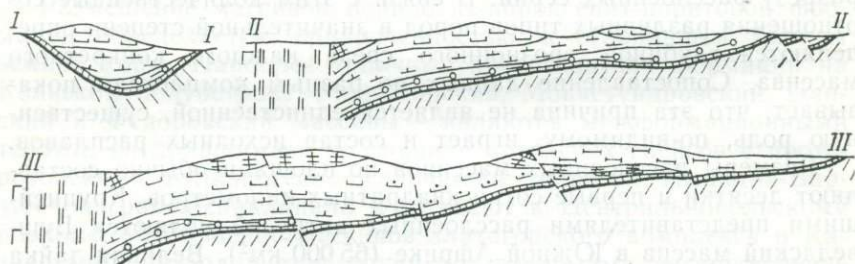
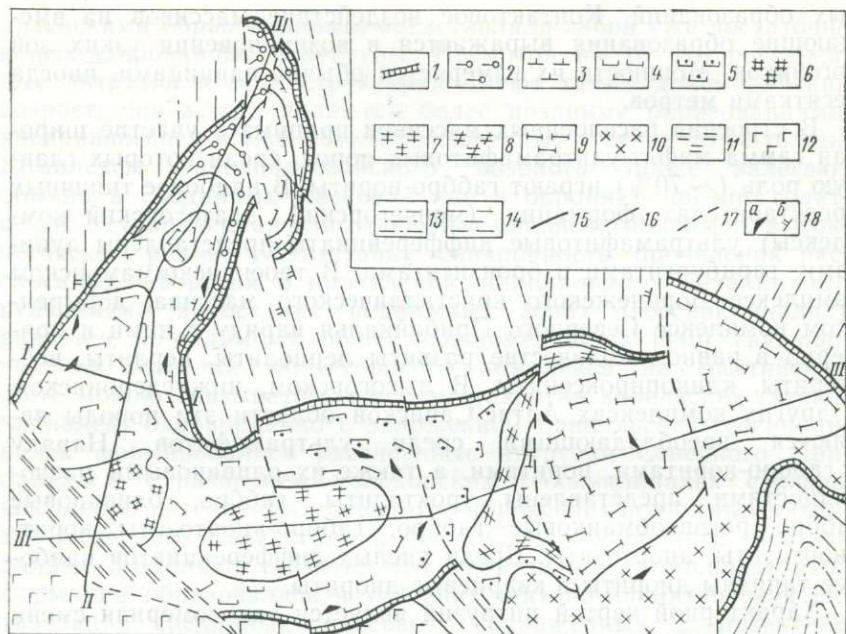


Рис. 54. Схема геологического строения Мончегорского массива (по данным В. С. Ланева, Е. К. Козлова, 1973 г.), уточненная Д. М. Орловым.

1—10 — породы Мончегорского массива. 1 — габброидные породы нижней краевой группы; 2—5 — породы нижней мегаритма рассеянной серии массива: 2 — оливиниты, пироксеновые оливиниты, перидотиты нижней части мегаритма, 3 — полосчатый комплекс перидотитов, пироксенитов, оливиновых пироксенитов средней пачки мегаритма, 4 — пироксениты (бронзититы) верхней части мегаритма, 5 — плагиоклазовые бронзититы, меланократовые нориты верхней части мегаритма в восточной части массива; 6—10 — породы верхнего мегаритма рассеянной серии: 6 — оливиниты, пироксеновые оливиниты нижней пачки в западной части массива, 7 — полосчатый комплекс оливинитов, перидотитов, пироксенитов нижней пачки в центральной части

массива, 8 — полосчатый комплекс оливиновых норитов, норитов, габбро-анортозитов нижней части мегаритма в восточной части массива, 9 — нориты и габбро-нориты средней части мегаритма, 10 — габбро-нориты верхней части мегаритма; 11 — породы зоны пережеваемости ультрамафитов с метаморфизованными габброидами и гнейсами; 12 — метагаббро и метагаббро-нориты; 13 — диабазы, туфы, сланцы имандра-варзугской серии протерозоя; 14 — гнейсы кольской серии архея; 15 — границы Мончегорского массива; 16 — прочие геологические границы; 17 — разрывные нарушения; 18 — элементы залегания пород: а — в пределах массива, б — во вмещающих породах.

особенностями строения и минерального состава. Главными чертами пород краевой серии являются их близость к среднему составу пород массива, повышенная степень зональности породообразующих минералов, наличие текстур и структур, указывающих на их образование в условиях сильного переохлаждения. В узкой зоне эндоконтакта бывает развита тонкая оторочка (от нескольких сантиметров до первых метров) микрокристаллических закаленных пород.

Центральная серия имеет автономную по отношению к контактам массива внутреннюю структуру. Здесь текстуры магматической расслоенности представлены наиболее полно, и потому ее обычно называют расслоенной серией. Как правило, первичная полосчатость и трахитоидность имеют более пологое залегание по отношению к контактовой поверхности массивов. Такое несогласие структуры расслоенной серии с контактовой поверхностью предопределяет то, что в большинстве массивов расслоенная серия вскрыта не полностью. Наряду с выведенной на поверхность частью разреза расслоенной серии обычно существует нескрытая часть разреза, состав которой может существенно отличаться от видимой большим содержанием ультраосновных дифференциатов.

Первичная магматическая расслоенность массивов перидотит-пироксенит-норитовой формации характеризуется выдержанностью по простирацию и ритмичным повторением слоев одинакового состава. Ритмы имеют дву-, трех-, редко четырехчленный характер и асимметричное строение: снизу вверх высокотемпературные минеральные ассоциации сменяются низкотемпературными. В нижних частях разреза в основании каждого ритма преобладают существенно оливиновые породы (оливиниты, дуниты, перидотиты). Выше по разрезу они все чаще перемежаются со слоями пироксенитов, троктолитов, габбро-норитов, а в их более высоких частях преобладают уже полевошпатовые породы (габброиды). Тот же порядок расслоенности имеет место в целом и в общем разрезе расслоенной серии. В нижней ее части преобладают ультрамафиты и почти отсутствуют габброиды, а в верхних частях разреза наблюдаются обратные соотношения крайних членов дифференциации. Пачки переслаивающихся тонких слоев (мощностью до нескольких сантиметров) различного состава обычно располагаются между мощными слоями макроскопически однородных пород. Такие участки тонкого ритмичного переслаивания, как правило, составляют не более 15—30% общего разреза расслоенных серий. Однако они настолько характерны, что при полевых наблюдениях фиксируются в первую очередь, и именно с ними связано само понятие расслоенной интрузии.

Важной особенностью строения массивов является наличие в них «скрытой расслоенности» — закономерного изменения состава главных породообразующих минералов за счет увеличения

в их составе низкотемпературных составляющих по разрезу серий (повышение железистости, кальциевости темноцветных минералов, увеличение роли альбитового компонента в плагиоклазах). При этом в пределах центральной серии такое изменение направлено снизу вверх, а в боковой группе — от контактов внутрь интрузивного тела. Такие наблюдения свидетельствуют о том, что формирование центральной (расслоенной) серии происходило путем направленного роста снизу вверх, а краевой — от контактов в направлении центральных частей интрузии.

Широкое проявление в массивах процессов кристаллизационной и гравитационной дифференциации, преимущественно равновесный характер минеральных парагенезисов, значительная мощность расслоенных серий указывают на то, что формирование их происходило в условиях значительных глубин (обычно >5 км). По данным геофизических исследований [252, 305], нижняя граница некоторых расслоенных массивов прослеживается по крайней мере на глубину 10—15 км.

Характерные особенности структур пород обусловлены тем, что минералы раннего выделения из магмы могут успеть кристаллизоваться, осесть и быть захороненными другими кристаллами, прежде чем начнется более поздняя кристаллизация из заключенного между ними остатка магматического расплава. Породообразующие минералы расслоенных массивов принято разделять на две группы, соответствующие двум генерациям:

1) минералы кристаллического осадка — кумулуса, образующие в породе индивидуальные, обычно идиоморфные зерна. Они кристаллизовались первыми из главного объема магматического расплава в пределах маломощной зоны кристаллизации и, погружаясь под действием силы тяжести, накапливались на дне магматической камеры в виде «каши» кристаллов;

2) минералы интеркумулуса (или посткумулуса), которые кристаллизовались позднее из остаточного расплава, заключенного между кристаллами первой группы. Они представлены ксеноморфными зернами более низкотемпературных минералов, которые выполняют интерстиции между более ранними минералами кумулуса либо включают последние с образованием пойкилитовой структуры.

В структурном отношении зерна минералов кумулуса подобны обломочному материалу, а минералы интеркумулуса — цементу осадочных пород. Однако в магматических породах это соотношение усложняется тем, что в результате диффузии и других процессов происходит подток ряда компонентов из внутренних частей камеры в зону кристаллического осадка и дорастание уже осевших кристаллов кумулуса (адкумулатный рост). В случаях, когда кумулус представлен одним минералом, это может приводить к появлению мономинеральных пород:

оливинитов, пироксенитов, анортозитов. Адкумулятивный рост наиболее широко проявлен в центральных сериях, а по мере приближения к краевым сериям в породах возрастает количество интерстициального (интеркумуляного) материала. Таким образом, может изменяться модальный состав в пределах одного и того же слоя. Поэтому при корреляции разрезов расчлененной серии за исходную единицу обычно принимается парагенезис минералов кумулуса [562].

Изучение гранулометрических характеристик минералов кумулуса в расслоенных породах показало высокую степень однообразия размеров зерен при отсутствии гидравлической эквивалентности сосуществующих минералов [604, 667]. Наряду с широким развитием трахитоидных структур, характеризующихся отсутствием преимущественной ориентировки зерен в плоскости расслоенности, эти данные свидетельствуют о том, что выделяющиеся из главного объема расплава кристаллы не подвергались сортировке магматическими токами. В тех случаях, когда порода образована двумя или более минералами кумулуса, они, как правило, не являются гидравлическими эквивалентами. Это обстоятельство и высокая степень однообразия зерен кумулуса по величине указывают на то, что кристаллизация в каждый данный момент происходила в маломощной зоне, прилегающей ко дну магматической камеры, которая перемещалась вверх по мере затвердевания массива.

При таком механизме формирования интрузий последовательность минералов кумулуса в разрезе слоистой серии в общем случае отражает порядок выделения минералов из расплава. В целом в массивах формации она отвечает боуэнскому ряду кристаллизации и соответственно смене оливинитов перидотитами, пироксенитами, норитами, габбро-норитами, габбро, диоритами в направлении снизу вверх по разрезу расчлененной серии. Параллельно с этим происходит увеличение железистости темноцветных минералов и уменьшение основности плагиоклаза. Последняя тенденция нарушается в тех массивах, где плотность исходного расплава оказывается больше плотности ранних выделений плагиоклаза. В этих случаях отсутствие кумулятивных зерен плагиоклаза в составе ультрамафических пород нижней части разреза может быть вызвано тем, что они не погружались совместно с зернами темноцветных минералов, а всплывали и уходили из придонной зоны кристаллизации в более высокие части магматической камеры. В частности, такое явление, видимо, имело место при формировании Мончегорского плутона на Кольском полуострове. Плагиоклаз максимальной основности ($\sim \text{an}_{80}$) появляется здесь на сравнительно высоких уровнях разреза, примерно в 1100 м от подошвы массива (в районе горы Сопчи). Встречающийся в нижележащих пироксенитах и перидотитах интерстициальный плагиоклаз содержит лишь 58—60% анортитового

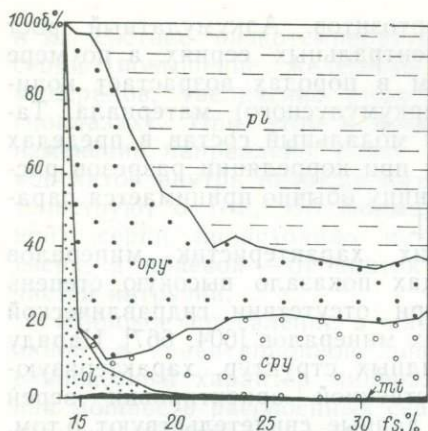


Рис. 55. Характер изменения количественного минерального состава пород монгольского комплекса в ряду возрастания железистости темноцветных минералов:

pl — плагиоклаз, орр — ортопироксен, срр — клинопироксен, mt — рудные минералы, fs — содержание ферросилита в ортопироксенах (по данным подсчетов в 480 шлифах).

компонента. Такой аномально кислый состав плагиоклаза в ультрамафических дифференциатах, по-видимому, обусловлен тем, что он кристаллизовался из остаточных расплавов, уже обедненных анортитовым компонентом. Ранний же, более основной, плагиоклаз всплывал и уходил из придонной зоны кристаллизации.

Наиболее ранним минералом пород расслоенной серии является оливин, к которому позднее присоединяется ортопироксен (рис. 55). Соответственно крайние ультрамафитовые дифференциаты представлены дунитами и гарцбургитами, которые сменяются оливиновыми бронзититами и бронзититами. Далее к оливину и ортопироксену присоединяются плагиоклаз и чуть позже клинопироксен, формируя оливиновые нориты и габбронориты. Количество оливина в породах сокращается, и он исчезает полностью. Одновременно с этим количественные соотношения пироксенов меняются в сторону преобладания моноклинного пироксена.

Разнообразие пород в целом обусловлено различными количественными соотношениями четырех главнейших породообразующих минералов: оливина fa_{10-35} , ортопироксена fs_{12-46} , клинопироксена wo_{35-55} , en_{35-60} , fs_{4-25} и плагиоклаза an_{35-85} . Наряду с ними встречаются субкальциевый клинопироксен и обыкновенная, реже титанистая роговая обманка, биотит, кварц. Из числа вторичных минералов характерны серпентин (лизардит), тальк, хлориты, амфиболы уралитового, актинолитового и антофиллитового ряда, эпидот, цоизит. Набор аксессуарных минералов достаточно велик и включает хромшпинелиды, сульфиды, такие, как пирротин, халькопирит, пентландит. В габброидах наиболее обычны магнетит и титаномагнетит, ильменит, апатит, циркон.

Главной особенностью комплексов перидотит-пироксенит-норитовой формации является широкое проявление при их фор-

мировании процессов магматической дифференциации. Значительная глубина становления, спокойный тектонический режим, который обеспечивается приуроченностью большинства массивов к областям устойчивых поднятий, малая вязкость исходных расплавов оливин-базальтового состава создают благоприятные условия для проявления кристаллизационной и гравитационной дифференциации.

Химический состав пород, слагающих расслоенные массивы, характеризуется значительными вариациями содержаний практически всех петрогенных компонентов (табл. 19). Отчетливо выражена тенденция к увеличению содержания кремнезема в ряду пород с возрастающими значениями коэффициента фракционирования (рис. 69). Такая тенденция типична для боуэновского направления дифференциации и является одним из критериев отличия массивов данной формации от сиенит-габбровой, для которой характерно снижение количества кремнезема в поздних габброидных дифференциатах. В целом породы перидотит-пироксенит-норитовой формации более богаты кремнеземом по сравнению с аналогичными (по значениям коэффициента фракционирования) породами других формационных типов. Содержание окиси титана растет в направлении от ранних дифференциатов к поздним, однако абсолютные значения этого компонента в 2—5 раз ниже, чем в соответствующих породах сиенит-габбровой и габбро-верлитовой формации. Количество глинозема плавно возрастает от 1—2% в крайних ультрамафитовых членах ряда до 18—20% в поздних габброидах.

Содержание окисного, закисного и валового железа и поведение этих компонентов в эволюционном ряду пород отдельных комплексов существенно разнятся между собой. Наиболее обычным (мончегорский, златогорский, лысогорский, нижнедербинский комплексы) является примерно равное (8—10 вес.%) содержание валового железа во всех членах серии, начиная от ранних ультрамафитов и кончая поздними габброидами. Это объясняется существованием двух разнонаправленных тенденций: уменьшением в эволюционном ряду пород количества мафических минералов, с одной стороны, и увеличением в их составе содержания железа — с другой. Соотношение между окисным и закисным железом в первую очередь управляется интенсивностью и масштабами проявления метаморфических преобразований пород. Для мончегорского комплекса, где эти процессы проявлены в минимальной степени, характерно увеличение содержаний трехвалентного железа и соответственно отношения окисного железа к валовому в направлении от ранних дифференциатов к поздним. Для троснянско-мамонского, лысогорского нижнедербинского и златогорского комплексов, где ультрамафитовые дифференциаты подверглись значительной серпентинизации и сопровождающему ее образованию вторичного

19. Средний химический состав пород
перидотит-пироксенит-норитовой формации, вес. %

238

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	38,81	42,66	42,62	48,17	48,89	43,02	48,61	45,10	45,04	50,54	48,18	55,94
TiO ₂	0,08	0,22	0,47	0,29	0,44	0,60	0,47	0,51	0,25	0,99	1,14	0,83
Al ₂ O ₃	1,10	2,78	4,50	3,70	4,33	14,49	14,41	22,18	28,01	17,25	16,80	17,40
Fe ₂ O ₃	3,73	3,09	3,47	2,10	2,74	2,35	2,20	2,73	1,50	2,85	3,11	3,22
FeO	5,86	8,77	7,14	5,15	5,85	6,91	5,71	5,61	2,50	6,67	7,10	5,32
MnO	0,15	0,16	0,24	0,15	0,18	0,20	0,17	0,13	0,12	0,16	0,14	0,12
MgO	43,00	34,48	25,17	19,80	20,96	15,68	12,66	7,09	4,22	7,01	7,30	4,60
CaO	0,74	3,50	11,69	18,06	13,51	13,22	12,11	12,78	14,68	9,54	11,13	7,01
Na ₂ O	0,26	0,29	0,47	0,35	0,41	1,01	1,29	1,78	1,84	2,90	2,61	3,49
K ₂ O	0,08	0,17	0,08	0,05	0,09	0,29	0,21	0,22	0,30	0,61	0,61	1,04
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,07	0,14	0,13	0,05	0,16	0,34	0,17
П. п. п.	6,18	3,87	4,14	2,16	2,56	2,16	2,02	1,74	1,49	1,32	1,54	0,86
Количество анализов	15	15	45	20	35	38	27	30	19	24	29	15

Комплексы: лысогорский, нижнедербинский, мажальский, булжинский (Алтае-Саянская обл.): 1 — дунит, 2 — гарцбургит, 3 — вердит, 4 — клинопироксенит, 5 — веб-

стерит, 6 — троктолит, 7 — оливиновое габбро, 8 — габбро-анортозит, 9 — анортозит, 10 — габбро-норит, 11 — габбро, 12 — диорит (данные В. М. Иванова и др.,

1972 г.; данные Г. В. Полякова и др., 1974 г.; данные В. И. Богнибова, 1971 г. и др.).

магнетита, содержание трехвалентного железа убывает от перидотитов к габброидам.

Количество СаО в эволюционном ряду пород возрастает от ультрамафитовых дифференциатов к мафитовым, достигает максимума в интервале значений коэффициента фракционирования (30—40%), затем медленно снижается. Этот компонент наряду с кремнеземом может использоваться в качестве одного из главных критериев определения формационной принадлежности мафит-ультрамафитовых интрузий. В наиболее типичном представителе формации — мончегорском комплексе — содержание СаО в ультрамафитовых дифференциатах при $F=30\%$ является минимальным по сравнению с аналогичными породами других комплексов. Это увязывается с практически полным отсутствием клинопироксена в ранних дериватах мончегорского комплекса. Близким содержанием СаО характеризуются ультрамафиты златогорского и троснянско-мамонского комплексов. Более высокие количества извести наблюдаются в лысогорском, нижнедербинском комплексах Алтае-Саянской складчатой области, где наряду с гарцбургитами в значительном количестве присутствуют лерцолиты и верлиты.

Содержание щелочей, главным образом натрия, в эволюционном ряду пород растет от долей процента в перидотитах до 3—4% в габброидах. По сравнению с соответствующими породами габбро-верлитовой формации (печенгский комплекс Кольского полуострова) породы перидотит-пироксенит-норитовой формации характеризуются более высокими содержаниями Na_2O . Это увязывается с широким распространением среди габброидов лейкократовых пород и присутствием в числе ультрамафитовых дифференциатов их полевошпатовых разновидностей.

Породы формации бедны фосфором. Содержание P_2O_5 составляет сотые доли процента, поднимаясь в поздних габброидах до 0,1—0,15%. Исключением является троснянско-мамонский комплекс, где в ультрамафитах количество P_2O_5 составляет 0,2, а в габброидах достигает 0,5%.

Значения главнейших петрохимических коэффициентов широко и закономерно меняются в эволюционном ряду пород мафит-ультрамафитовых интрузий (рис. 69), поэтому использование их в качестве критериев формационной принадлежности возможно лишь с обязательным учетом местоположения пород в этом ряду. Среди малых и рассеянных элементов для пород формации наиболее характерны хром, титан, марганец, никель, кобальт, медь, ванадий и скандий. Эти элементы присутствуют практически во всех породах, и содержание их закономерно изменяется в эволюционном ряду (рис. 69). Реже встречаются барий, свинец, цинк, олово, молибден, германий, бор, висмут, сурьма, мышьяк. Хром, никель, кобальт, медь и марганец концентрируются в ультрамафитовых дифференциатах —

дунитах, перидотитах и пироксенитах, тогда как титан, скандий, ванадий накапливаются в поздних более низкотемпературных породах.

Массивы перидотит-пироксенит-норитовой формации характеризуются четко выраженной сульфидной медно-никелевой специализацией. Типичная ассоциация сульфидных минералов — пирротин, пентландит, халькопирит — установлена практически во всех массивах формации. С рядом массивов связаны промышленные месторождения сульфидных медно-никелевых руд. Тесная генетическая связь сульфидного медно-никелевого оруденения с расслоенными массивами данной формации признается практически всеми исследователями. Однако по вопросу о месте и времени рудообразования в ходе становления интрузий нет единого мнения.

Практически в каждом рудоносном массиве выделяются два типа оруденения: сингенетическое и эпигенетическое. Первое представлено вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами. Они образуют пластообразные залежи в придонных частях массивов и (или) «висячие» горизонты в ультрамафитовых дифференциатах расслоенных массивов. Тесная связь таких залежей с элементами первичной внутренней структуры массивов, приуроченность их к горизонтам пород определенного состава, наличие постепенных переходов к безрудным породам, положительные корреляционные связи рудных компонентов с содержанием и составом минералов кумулуса указывают на то, что формирование таких руд тесно связано с магматической стадией становления массивов.

Эпигенетические руды образуют жиллообразные тела и залежи, секущие по отношению к первичным внутренним структурам массивов, а иногда и к породам дайковой серии. Они отчетливо тяготеют к зонам тектонических нарушений, слагают тела брекчиевых руд, локализующиеся в приподошвенных частях интрузивных массивов. Тесная пространственная связь жильных эпигенетических руд с габбро-пегматитами, являющимися поздними дифференциатами расслоенных интрузий, частая ассоциация сульфидов с вторичными минеральными парагенезисами, данные термобарометрии указывают на относительно низкие температуры формирования сульфидных медно-никелевых руд (500—300°C).

Все это свидетельствует о том, что формирование сульфидных медно-никелевых руд представляло собой длительный и сложный процесс, включающий собственно магматическую, постмагматическую и гидротермальную стадии. Вместе с тем относительно низкотемпературный характер кристаллизации сульфидов ни в коей мере нельзя рассматривать в качестве доказательства отсутствия ликвации рудно-силикатного расплава на ранних стадиях становления никеленосных массивов. Отщепившееся при высоких температурах рудное вещество

эволюционировало в условиях непрерывного взаимодействия с остаточными силикатными расплавами и уже консолидированными магматическими породами. Можно полагать, что именно длительность процессов рудообразования, их многостадийность и соизмеримость во времени со становлением никеленосных массивов обусловили ту противоречивость реальных взаимоотношений пород и руд, которая наблюдается в расслоенных массивах перидотит-пироксенит-норитовой формации.

Сиенит-габбровая формация

Ассоциация основных пород и сиенитов в качестве формационного типа была охарактеризована Ю. А. Кузнецовым [276] в составе габбро-монцонит-сиенитовой формации. Отмечая пестроту и неустойчивость состава этого формационного типа, Ю. А. Кузнецов считает возможным выделить в нем ряд подтипов: габбро-монцонитовый, габбро-сиенитовый, существенно сиенитовый и собственно габбро-монцонит-сиенитовый. В современном объеме и понимании сиенит-габбровая формация была выделена И. М. Волоховым, В. Н. Довгалем и другими в 1964 г. [95]. В последующие годы в работах ряда исследователей [51, 151, 160, 411] дана детальная характеристика ее типичных представителей, установлено широкое развитие расслоенности в породах габброидной серии. В Алтае-Саянской складчатой области наиболее полно изучены кизирский, патынский, когтакский и таскыльский, в Бурятии — моностойский, в Средней Азии — шавасский комплексы.

Интрузии сиенит-габбровой формации почти всегда приурочены к относительно жестким блокам — срединным массивам, устойчивым геоантиклинальным поднятиям. В пределах Алтае-Саянской складчатой области интрузии сиенит-габбровой формации размещаются в выступах байкалид, а также в зонах раннекаледонских поднятий, которые, как правило, обособились в виде самостоятельных структурных единиц уже в рифее. В то время как в зонах прогибов формировались мощные вулканогенно-осадочные толщи, области относительных поднятий характеризовались накоплением сравнительно маломощных преимущественно карбонатных осадков.

Приуроченность массивов сиенит-габбровой формации к устойчивым поднятиям определяет их дискордантное отношение к складчатым структурам. Четко выражена связь интрузий с разрывными нарушениями. Так, в Кузнецком Алатау они тяготеют к Трансалатаускому глубинному разлому [160], в Восточном Саяне — к глубинному разлому, ограничивающему с юго-запада Восточно-Саянский антиклинорий.

Воздействие массивов на вмещающие образования имеет преимущественно термальный характер. Сланцы, эффузивы и другие силикатные породы в зоне экзоконтакта преобразованы

в пироксеновые, оливин-пироксеновые роговики. Карбонатные породы подвергаются перекристаллизации с образованием крупнозернистых мраморов. Ширина экзоконтактового ореола — десятки, реже сотни метров.

Интенсивные исследования расслоенных интрузий, предпринятые в последние годы, позволили выявить новые черты их состава, строения, существенно уточнили их геологическую позицию и место в истории развития региона. Полученные данные [51, 151, 160, 272, 411] свидетельствуют о раннепалеозойском возрасте ряда расслоенных интрузий, в том числе и принадлежащих к сиенит-габбровой формации. В то же время детальное изучение расслоенных габброидных интрузий показало существование гаммы массивов, переходных по составу и внутреннему строению между типичными представителями сиенит-габбровой и перидотит-пироксенит-норитовой формаций. Обладая многими чертами сходства с габброидами сиенит-габбровой формации, включая их титановую специализацию, они характеризуются практически полным отсутствием в их составе сиенитов и несколько большей ролью ультраосновных дифференциатов [151, 443]. Вероятно, различия в составе некоторых массивов являются следствием разного состава исходных магм и разных эрозионных срезов интенсивно дифференцированных расслоенных интрузий.

Главную роль в составе массивов сиенит-габбровой формации играют габброиды и сиениты. В конкретных представителях формации количественные соотношения этих главных типов пород меняются в широких пределах. Так, например, патынский комплекс Горной Шории представлен рядом массивов — от почти чисто габброидных до сиенитовых. В Патынском массиве сиениты присутствуют лишь в виде редких даек, главная же масса интрузий сложена трахитоидными полосчатыми габбро, титаномagnetитовыми габбро, троктолитами, клинопироксенитами. В Узасском массиве габброиды составляют около 95% площади. Сиениты здесь образуют пластообразную залежь, согласную с общей воронкообразной структурой массива. Сиениты моложе габбро и содержат обломки последних в виде ксенолитов. В массиве Большой Куль-Тайги площади развития габброидов и сиенитов примерно одинаковы, а в находящемся поблизости от него массиве Малой Куль-Тайги габброиды практически отсутствуют и встречаются лишь в виде ксенолитов и интенсивно сиенитизированных останцов. Вместе с тем принадлежность всех этих интрузий к единому комплексу устанавливается благодаря идентичности дифференциатов, общему плану внутреннего строения массивов, их единой геологической позиции.

Сиениты в массивах формации являются более поздними по отношению к габброидам. Часто они формируются в виде самостоятельной фазы, содержат ксенолиты габброидов, ока-

зывают на них активное воздействие, иногда вызывают их полную переработку. Наряду с этим в некоторых массивах (Большой Таскыл в Кузнецком Алатау, Кизирский в Восточном Саяне) наблюдаются постепенные переходы между габбро и сиенитами. При переходе от габбро к сиенитам в породах плавно снижается количество темноцветных минералов, увеличивается их железистость. В этом же направлении уменьшается основность плагиоклаза. Основной андезин сменяется олигоклазом, в нем постепенно возрастает содержание калия, а калиевый олигоклаз, в свою очередь, сменяется анортоклазом, в котором натрий преобладает над калием. При этом анортоклаз содержит до 15% анортитового компонента [273]. Подобный характер переходов между габбро и сиенитами, согласное залегание сиенитов в теле расслоенных габброидов, отсутствие реакционных взаимоотношений как между породами, так и между слагающими их минералами позволяют считать, что в данных случаях сиениты являются одним из конечных продуктов магматической дифференциации, протекавшей в магматической камере в ходе становления сиенит-габбровых плутонов.

Наиболее распространенными типами пород габброидной части рассматриваемых интрузий являются авгитовые, оливковые и титаномагнетитовые габбро, габбро-анортозиты, троктолиты. Меньшей распространенностью пользуются пироксениты, перидотиты, анортозиты, диориты. Все эти породы связаны постепенными переходами и участвуют в строении слоистых серий. Характерной чертой является ритмическая перемежаемость пород различного состава в разрезе интрузивных тел. Она проявляется в разных масштабах, начиная от элементарной ритмичности, где полоски пород различного состава измеряются сантиметрами и дециметрами, и кончая крупными ритмами и мегаритмами, мощность которых достигает сотен метров.

Детальное исследование интрузий сиенит-габбровой формации [51, 160, 272, 411] показало, что они имеют чашеобразную внутреннюю структуру при воронкообразной форме массивов (рис. 56). Полосчатость и совпадающая с ней трахитоидность имеют обычно более пологое залегание по отношению к контактовой поверхности массивов. Дисконформность внутренней структуры расслоенных массивов, постоянное присутствие в них ритмичности гравитационного типа, широкое развитие в породах кумулатных структур свидетельствуют о том, что формирование этих интрузий проходило в условиях широкого проявления процессов кристаллизационной и гравитационной дифференциации при последовательной аккумуляции кристаллического осадка у дна магматической камеры. В общем случае вниз по разрезу увеличиваются меланократовость пород и их основность, снижается железистость темноцветных минералов. Вместе с тем специфика исходных расплавов интрузий сиенит-

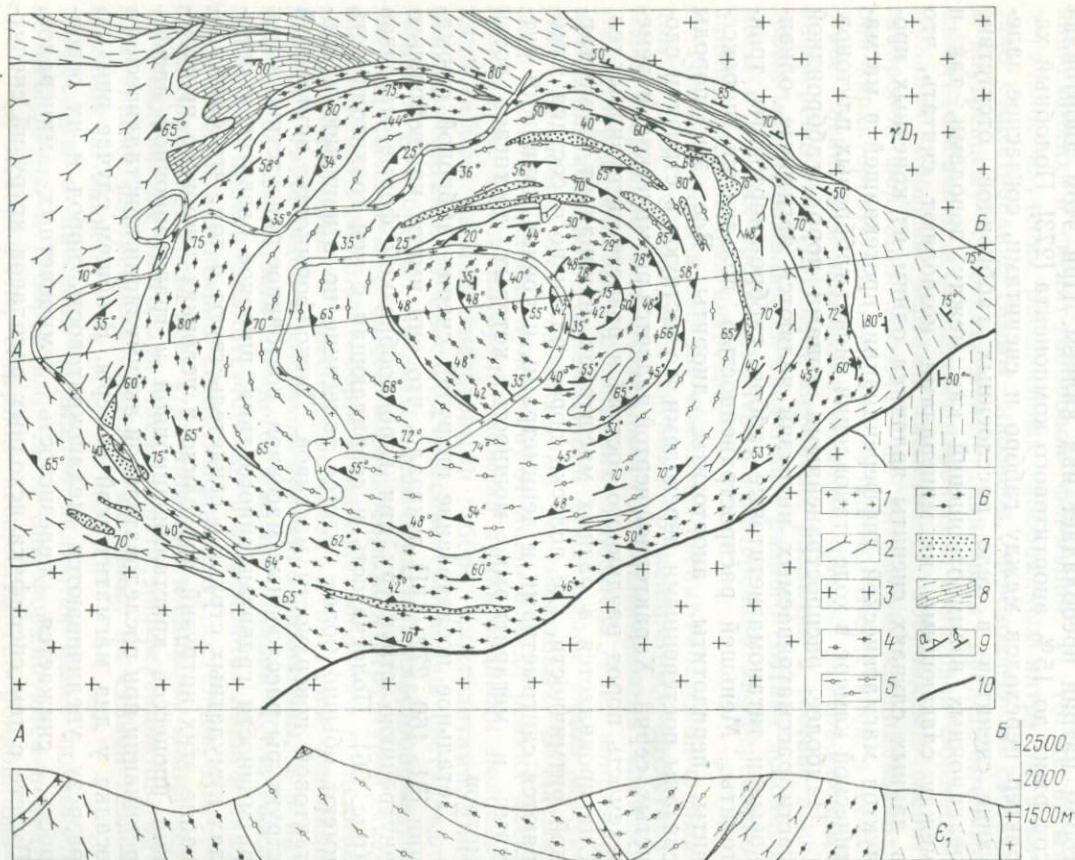


Рис. 56. Схема геологического строения Кизирского массива. Восточный Саян. Составил Д. М. Орлов.

1 — граниты дайковой серии; 2 — оливиновые сиениты; 3 — граниты и граносиениты буюдзюльского комплекса; 4—8 — породы слоистых серий: 4 — меланократовые габбро, рудные габбро, оливиновые габбро, рудные пироксениты, габбро верхней серии, 5 — троктолиты, лейкократовые габбро, реже габбро, рудные габбро средней серии, 6 — оливиновые габбро, рудные габбро, рудные пироксениты, габбро, лейкократовые габбро, троктолиты нижней серии; 7 — ксенолиты роговиков и скарнированных известняков; 8 — сланцы, известняки, эффузивы (С); 9 — элементы залегания (а — первичная пологость и трахитоидность, б — сланцеватость и слоистость); 10 — разрывные нарушения.

габбровой формации, в частности обогащенность их железом, титаном и щелочами, приводит к нарушению этих общих закономерностей. Наряду с главной тенденцией, выражающейся в увеличении меланократовости и основности пород от ритма к ритму вниз по разрезу, в пределах отдельных ритмов наблюдается обратная тенденция, вплоть до возникновения в их верхних частях рудных перидотитов.

Масштабы проявления комплексов сиенит-габбровой формации в целом невелики. Наиболее представительной в этом отношении является Алтае-Саянская область. Интрузии этого формационного типа известны в Бурятии и в Средней Азии. Размеры интрузивных тел также относительно невелики. Площадь их обычно составляет несколько десятков квадратных километров. Максимальная мощность видимой части разреза слоистой серии пород 4 км (Кизирский массив в Восточном Саяне). Возможно, что в действительности массивы сиенит-габбровой формации развиты шире. Не исключено, что некоторые массивы сиенитов являются апикальными частями сиенит-габбровых плутонов, габбровая часть которых еще не выведена на дневную поверхность. Широко проявленная дифференциация пород, равновесность минеральных ассоциаций, повсеместно проявленная полнокристалличность пород, включая экзоконтактные зоны массивов, свидетельствуют о том, что становление расслоенных массивов сиенит-габбровой формации происходило в условиях значительных глубин, превышающих 3 км.

Массивы сиенит-габбровой формации относятся к типу сложнодифференцированных тел. Форма массивов, как правило, воронкообразная с крутым падением контактовой поверхности к их центру. Внутренняя структура массивов, напоминающая стопку блюдец, ограничена более крутопадающей контактовой поверхностью.

В расслоенных массивах роль ультраосновных пород невелика. Они образуют маломощные прослои в мезократовых и меланократовых габбро и обычно представлены клинопироксенитами, титаномагнетитовыми перидотитами и пироксенитами, реже оливинитами. Вместе с тем в наиболее глубоко эродированных массивах, например в Патынском массиве в Горной Шории, установлено увеличение меланократовости пород от верхних ритмов к нижним. Наличие такой тенденции позволяет предполагать более значительную распространенность ультраосновных пород в нижних, не вскрытых эрозией частях разреза расслоенной серии. Судя по установленным закономерностям строения и состава габброидной серии пород, ультраосновные дифференциаты нижних частей разреза расслоенных интрузий сиенит-габбровой формации должны быть представлены оливинитами и верлитами.

Распределение различных разновидностей пород в плане интрузивных тел имеет зональный характер. Центральные части

массивов сложены породами, занимающими наиболее высокое положение в разрезах расслоенной серии. В соответствии с этим в общем случае от центра к периферии массивов возрастает роль меланократовых пород и увеличивается их основность. Эта тенденция нарушается в эндоконтактной зоне, где происходит увеличение щелочности габброидов, повышение железистости слагающих их темноцветных минералов, увеличение в их составе количества амфибола и биотита. В породах эндоконтактной зоны обычно отсутствуют полосчатость и трахитоидность.

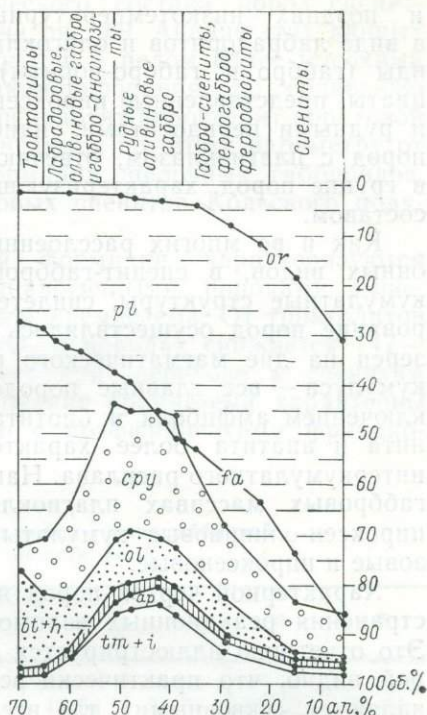
Породообразующие минералы характеризуются повышенной зональностью, свидетельствуя о том, что формирование пород здесь происходило в условиях переохлаждения.

Широкое проявление расслоенности обуславливает пестроту состава пород в массивах. Смежные полосы пород связаны друг с другом постепенными переходами или имеют резкие контакты. Чаще всего различия в составе соседних полос обусловлены разными количественными соотношениями одних и тех же минералов, реже они сопровождаются изменением состава самих этих минералов. Наиболее интенсивная дифференциация, приводящая к образованию мономинеральных пород (плаггиоклазитов, пироксенитов, оливинитов), чаще всего проявляется на участках с субгоризонтальной ориентировкой первичной полосчатости и трахитоидности. Наличие расслоенности, с одной стороны, и постепенных переходов между породами с разным минеральным составом — с другой, делают в известной степени условным выделение типов пород. Так, например, породу, состоящую из маломощных прослоев пироксенита и анортозита, можно рассматривать и как полосчатое габбро, и как смесь двух мономинеральных пород.

Наиболее устойчивым критерием, определяющим место породы в ряду кристаллизационной дифференциации, является состав породообразующих минералов. Ряд пород с убывающей основностью плаггиоклаза и возрастающей железистостью темноцветных минералов наиболее полно отвечает возрастной последовательности пород в сиенит-габбровых массивах и отражает главное направление эволюции расплавов в ходе их становления. Наиболее высокотемпературные дифференциаты, характеризующиеся максимальной основностью плаггиоклаза (ap_{70-75}) и минимальной железистостью оливина (fa_{25-28}), представлены лейкократовыми троктолитами (рис. 57). Суммарное содержание темноцветных минералов, среди которых преобладает оливин, составляет здесь в среднем 28 об.%. С уменьшением основности плаггиоклаза (ap_{50}) и увеличением железистости оливина (fa_{40}) происходит плавное увеличение меланократовости пород. Суммарное содержание темноцветных минералов возрастает до 56%. Одновременно плавно снижается количество оливина и возрастает количество авгита.

Рис. 57. Характер изменения количественного минерального состава пород Кизырского массива в ряду пород с убывающей основностью плагиоклаза.

pl — плагиоклаз, cpy — авгит, ol — оливин, bt+h — биотит и роговая обманка, ap — апатит, tm+i — титаномагнетит и ильменит, og — содержание ортоклазового компонента в плагиоклазе, fa — содержание фаялитового компонента в оливине (каждая точка на диаграмме отвечает среднему содержанию компонента в группе из 30—70 проб с близкой основностью плагиоклаза).



Высокотемпературные дифференциаты практически лишены рудных минералов. Среднее содержание в них титаномагнетита и ильменита составляет около 1%. С увеличением меланократости пород и снижением основности плагиоклаза в них возрастает количество рудных минералов и апатита. Максимальное содержание титаномагнетита, ильменита и апатита характерно для пород, сложенных основным андезитом (ан₃₈₋₅₀) и железистым гиалосидеритом (fa₄₀₋₅₀). В них количество цветных минералов в среднем составляет 55%, в том числе 15 — рудных минералов и 3 — апатита. Дальнейшее уменьшение основности плагиоклаза и увеличение железистости темноцветных минералов сопровождается уменьшением количества последних и переходом от габбро через феррогаббро, в понимании Л. Уэйджера и Г. Брауна [562], или габбро-сиениты к сиенитам. Закономерное изменение состава пород и породообразующих минералов указывает на ведущую роль процессов кристаллизационной дифференциации.

Гравитационная дифференциация является вторым важным фактором, определяющим разнообразие типов пород. Каждому из них отвечают разновидности с разными количественными соотношениями породообразующих минералов. Плагиоклазиты наиболее широко проявлены среди ранних высокотемпературных

и поздних низкотемпературных габброидов соответственно в виде лабрадоритов и олигоклазитов. Меланократовые габброиды (габбро и габбро-нориты) и ультраосновные дифференциаты, представленные пироксенитами, рудными пироксенитами и рудными перидотитами, наиболее часто встречаются среди пород с плагиоклазом, отвечающим основному андезину, т. е. в группе пород, характеризующейся наиболее меланократовым составом.

Как и во многих расслоенных интрузиях других формационных видов, в сиенит-габбровых массивах широко развиты кумулатные структуры, свидетельствующие о том, что формирование пород осуществлялось путем осаждения минеральных зерен на дне магматического резервуара. В числе минералов кумулуса — все главные породообразующие минералы, за исключением амфибола и биотита. Для титаномагнетита, ильменита и апатита более характерным является выделение из интеркумулятного расплава. Наиболее распространены в сиенит-габбровых массивах плагиоклаз-пироксеновые и плагиоклаз-пироксен-оливиновые кумулаты, реже встречаются плагиоклазовые и пироксеновые.

Характерной чертой пород является ограниченность распространения реакционных взаимоотношений между минералами. Это отчетливо иллюстрируется диаграммой на рис. 57, из которой видно, что практически все породообразующие минералы являются «сквозными» для всего эволюционного ряда пород. Например, «сквозной» характер оливина указывает на то, что в течение всего хода становления массивов расплав оставался недосыщенным кремнекислотой. Близкая степень идиоморфизма зерен главных породообразующих минералов указывает на их практически одновременную кристаллизацию.

Для массивов сиенит-габбровой формации характерно закономерное и широкое изменение составов породообразующих минералов. В ряду пород от троктолитов к сиенитам плагиоклаз изменяется от битовнита (an_{80}) до калиевого олигоклаза и далее до кальциевого анортоклаза (рис. 57). Параллельно растет железистость оливинов (от fa_{25-30} до fa_{85-90}) и авгитов. В последних отношении суммарного железа к сумме железа и магния увеличивается (21—61%) [273] при одновременном снижении глиноземистости и титанистости авгитов. В титаномагнетитах содержание TiO_2 растет в габброидах (7—18%), снижаясь в сиенитах до 5%.

Типоморфными акцессорными минералами являются титаномагнетит, ильменит и апатит, присутствующие во всех породах. Количество их возрастает от ранних к поздним дифференциатам габброидов, а затем снижается при переходе к сиенитам. В породах отмечаются также шпинель, иногда циркон и сульфиды.

Главные особенности химического состава пород сиенит-габбровой формации отражены на рис. 69. Анализ этих данных показывает, что они характеризуются в целом более высокими значениями коэффициента фракционирования по сравнению с расслоенными интрузиями перидотит-пироксенит-норитовой формации и практически не отличаются по этому параметру от мафитовых дифференциатов формации щелочных габброидов, сиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов Кольского полуострова.

Габброиды сиенит-габбровой формации характеризуются пониженным по сравнению с аналогичными породами вышеуказанных формаций содержанием кремнезема. От троктолитов к рудным габбро количество SiO_2 в породах снижается (47—44%), а затем вновь возрастает при переходе к сиенитам (табл. 20). Минимальные содержания кремнезема характерны для титаномагнетитовых габбро с коэффициентами фракционирования 65—75%.

20. Средний химический состав пород сиенит-габбровой формации Алтае-Саянской области, вес. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	47,18	47,67	47,30	43,58	34,61	54,58	61,64
TiO_2	0,68	0,49	1,38	2,99	5,86	1,66	0,52
Al_2O_3	17,68	23,39	18,29	14,48	7,13	17,03	17,33
Fe_2O_3	2,81	1,59	3,12	6,50	10,21	4,65	2,37
FeO	5,68	4,95	6,31	9,87	17,30	4,94	3,84
MnO	0,17	0,09	0,14	0,23	0,42	0,18	0,15
MgO	10,02	5,59	6,29	6,83	9,99	1,98	0,34
CaO	12,93	12,99	12,86	11,05	11,02	5,59	2,35
Na_2O	1,93	2,29	2,55	2,16	0,88	4,74	5,99
K_2O	0,47	0,30	0,57	0,78	0,28	3,17	4,71
P_2O_5	0,10	0,18	0,28	0,40	1,22	0,59	0,16
П. п. п.	0,35	0,47	0,91	1,13	1,08	0,89	0,60
Количество анализов	40	10	40	40	12	40	40

Породы: 1 — троктолит, 2 — габбро-анортосит, 3 — оливковое габбро, 4 — титано-

магнетитовое габбро, 5 — рудный габбро-перидотит, 6 — ферродиорит, 7 — сиенит

Отличительной чертой пород сиенит-габбровой формации является их обогащенность TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и P_2O_5 . Содержание этих компонентов растет с увеличением коэффициента фракционирования в габброидной серии пород ($F=65 \div 80\%$), а затем снижается в сиенитах. По содержанию глинозема, магния, щелочей габброиды сиенит-габбровой формации близки к аналогичным породам других формационных типов. Габброиды

сиенит-габбровой формации являются более известковистыми по сравнению с такими же породами сопоставляемых формаций.

Поведение малых элементов и элементов примесей закономерно меняется в направлении от ранних к поздним дифференциатам. Максимальные концентрации хрома, никеля, кобальта, меди и стронция наблюдаются в наиболее высокотемпературных троктолитах и оливиновых габбро. От троктолитов к оливиновым и титаномагнетитовым габбро, феррогаббро, ферродиоритам и далее к сиенитам содержание этих элементов в породах плавно снижается и становится минимальным в сиенитах. Поведение в эволюционном ряду пород скандия, ванадия, иттрия, фосфора, цинка и титана является более сложным. В габброидах с повышением значения коэффициента фракционирования и соответственно с уменьшением основности плагиоклаза и увеличением железистости темноцветных минералов количество этих элементов возрастает, достигает максимума в поздних габброидных дифференциатах и затем снижается при переходе к сиенитам и в самих сиенитах. Поведение циркония и марганца в общем подобно таковому в предыдущей группе элементов, но тенденция к снижению их концентраций в сиенитах выражена менее отчетливо. Содержание бария неуклонно возрастает во всем ряду пород от троктолитов к сиенитам.

Металлогеническая специализация расслоенных сиенит-габбровых интрузий обусловлена повышенным содержанием в породах фосфора, титана и железа. Закономерности локализации апатита, титаномагнетита и ильменита и, в частности, приуроченность повышенных их концентраций к верхним горизонтам ритмов расслоенных габброидов, их тесная связь с внутренней структурой массивов свидетельствуют о том, что размещение рудоносных пород в интрузивных телах управлялось кристаллизационной и гравитационной дифференциацией в условиях аккумуляции осадка кристаллов на дне магматической камеры. Возрастание количества рудных минералов и апатита в эволюционном ряду габброидов, приуроченность их максимальных концентраций к породам типа рудных габбро, рудных пироксенитов и перидотитов, феррогаббро, являющихся наиболее поздними дифференциатами габброидов, наличие сидеронитовых структур указывает на то, что рудные компоненты накапливались в остаточных расплавах. При формировании ритмически построенных расслоенных серий пород такие расплавы в силу их высокой плотности периодически аккумуляровались в центральных пониженных частях магматических камер. Эти части массивов с субгоризонтальной ориентировкой первичной расслоенности и трахитоидности являются наиболее перспективными для обнаружения высоких концентраций рудных компонентов.

Из диаграммы (рис. 69) видна широкая распространенность пород с содержанием TiO_2 около 3%, железа 16% и P_2O_5 0,6—0,8%. Учитывая значительные размеры расслоенных массивов сиенит-габбровой формации и огромные запасы сконцентрированных в них рудных компонентов, их можно рассматривать как возможный источник титанового, железного и апатитового сырья будущего. Отчетливая приуроченность титана и фосфора к поздним дифференциатам габброидов позволяет считать, что наиболее перспективными для обнаружения значительных их концентраций являются те расслоенные массивы, у которых $F=60 \div 85\%$.

Габбро-анортозитовая формация

Комплексы формации достоверно выделяются лишь в пределах Восточно-Европейской платформы, где в состав ее включаются габбро-анортозитовые массивы Украины, Белоруссии, Польши, Западной Латвии, Финляндии (Ахвенисто), Швеции (Нордингро) и Карелии (Салминский).

Главнейшими признаками, позволившими выделить эти комплексы в самостоятельную габбро-анортозитовую формацию из формации анортозитов (автономных анортозитов, по А. П. Лебедеву и А. Ф. Баддингтону, или орогенно-плутонических анортозитов, по Ж. Беранже), являются: преимущественно габбро-анортозитовый состав комплексов, неоднородная пятнисто-зональная с элементами вертикальной расслоенности макроструктура тел, теснейшая пространственная и структурная связь с плутонами гранитов рапакиви и становление в условиях орогенного режима докембрия.

Изучением габбро-анортозитовых комплексов занимались А. П. Биркис, О. А. Богатиков, К. А. Болюбах, В. П. Бухарев, Т. Н. Вадимов, И. Н. Дагелайская, В. Г. Злобенко, Ю. В. Кононов, А. А. Полканов, Ю. Ир. Половинкина, В. С. Соболев, А. Саволахти и другие геологи. Наиболее хорошо изучен габбро-анортозитовый комплекс Украинского щита.

На территории Восточно-Европейской платформы породы габбро-анортозитовой формации слагают более 40 массивов общей площадью 9—10 тыс. км², располагающихся либо в пределах плутонов рапакиви-гранитовой формации (таких массивов подавляющее большинство), либо в непосредственной близости от них. Положение габбро-анортозитовых тел в пределах рапакиви-гранитовых плутонов в структуре фундамента Восточно-Европейской платформы показано на рис. 58. Возраст габбро-анортозитовой формации, как показывает анализ всех имеющихся материалов [52, 69, 138, 381, 684], можно считать среднепротерозойским.

Все габбро-анортозитовые комплексы сложены единой серией пород от анхимономинеральных лабрадоритов до перидо-

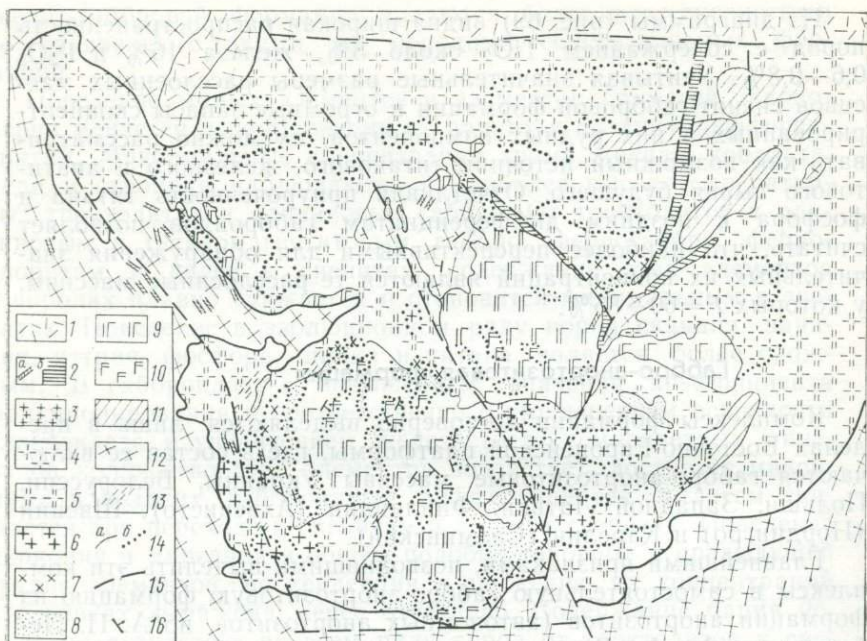


Рис. 58. Схематическая геолого-петрографическая карта рапакиви-гранитовых и габбро-анортозитовых массивов Коростенского района (сложный Коростенский плутон). Составили В. Н. Мошкин и В. И. Краснов по материалам В. П. Бухарева, И. Н. Дагелайской, А. Н. Козловской, И. С. Личака, В. Н. Мошкина, А. В. Стекольниковой и других.

1 — среднепротерозойские вулканогенно-осадочные образования овручской серии; 2 — среднепротерозойские диабазы (а) и габбро-диабазы (б); 3—7 — среднепротерозойский рапакиви-гранитовый комплекс: 3 — гранит-порфиры типа дивлинских, 4 — рапакивидоподобные равномернозернистые амфибол-биотитовые и биотитовые граниты типа степановских и кишинских, 5 — рапакивидоподобные редкоовоидные неравномернозернистые биотит-амфиболовые граниты типа россошинских и коростенских, 6 — биотит-амфиболовые рапакиви-граниты, 7 — монцониты; 8—11 — среднепротерозойский габбро-анортозитовый

комплекс: 8 — габбро, нориты, реже пироксениты, перидотиты и их титаномантит-ильменитовые разновидности, 9 — габбро-анортозиты с подчиненными шширами анортозитов, 10 — анортозиты с редкими шширами габбро-анортозитов, 11 — нерасчлененные основные породы; 12 — архейско-раннепротерозойские породы рамы (мигматиты, граниты, различные гнейсы и амфиболиты); 13 — зоны кремне-щелочного метасоматоза; 14 — геологические границы (а — между различными комплексами, б — между фациальными комплексами и фазовыми разновидностями); 15 — главные разломы; 16 — элементы залегания пород.

титов и пироксенитов. В эту серию входят лабрадориты, габбро-лабрадориты, габбро-норит-лабрадориты, габбро, габбро-нориты, нориты (часто оливинсодержащие), плагиоклазовые перидотиты и пироксениты и их рудные (ильменит-титаномангнетитовые) разновидности. Кроме них в составе отдельных комплексов развиты троктолиты (Западная Латвия), диориты (Польша), габбро-диабазы (Украина и Финляндия), пегматидные разности анортозитов и габбро (Финляндия). В состав габбро-анортозитовых комплексов нередко включают (например, в массивах Салми) и монцониты, образующиеся, по-ви-

димому, за счет гранитизации габброидов на контакте с гранитами.

Среди всех этих пород, судя по сравнительно хорошо изученным комплексам Украины, Западной Латвии и Финляндии, заметно преобладают габбро-анортозиты и анортозиты, слагающие 75—80% площади массивов. На габброидные породы в среднем падает около 20%, остальные породы развиты незначительно. Точные количественные соотношения между габбро-анортозитами и анортозитами для большинства массивов не установлены. Имеются данные [381, 682] лишь по Украине (габбро-анортозитов — 51, анортозитов — 29%) и по Ахвенисто (габбро-анортозитов — более 75, анортозитов — 10—15%). Эти данные и анализ материалов по другим районам позволяют говорить о существенно габбро-анортозитовом составе комплексов формации. Однако распределение различных пород в отдельных массивах неравномерное. Наряду с массивами, где преобладают габбро-анортозиты (Волынский, Чеповичский и др.), встречаются массивы с преобладанием анортозитов (Новомиргородский, Смелянский) или, наоборот, габброидов (Бандуровский, Салминский).

Возрастные взаимоотношения пород не всегда устанавливаются четко, и по этому вопросу существуют разные взгляды [69, 381]. Можно считать, что такие породы, как габбро-анортозиты, анортозиты и средне- и крупнозернистые габброиды, сформировались почти одновременно, так как все они связаны постепенными переходами (встречающиеся кое-где их пегматитовые разновидности возникали несколько позже, по-видимому, при метасоматической перекристаллизации материнских пород). Мелкозернистые габброиды, ультрамафиты и габбро-диабазы, слагающие крутопадающие дайко- и штокообразные тела (типа габброидов «полосовых зон» Волынского массива Украины), сформировались позже* [69]. Еще более молодыми являются монцитоны, образующиеся на контактах между габброидами и рапакиви.

Для большинства массивов характерно неравномерное пятнисто-зональное распределение различных пород. Пятнистая макроструктура определяется многочисленными линзовидными и неправильными обособлениями одних пород в других. Размер таких шпиров различный: от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров и больше. Ориентировка шпиров в целом совпадает с направлением других элементов внутренней структуры — ориентировкой крупных кристаллов плагиоклазов и пироксенов, полосовых зон габброидов и т. д. Зональность

* Часть мелкозернистых габбро, иногда слагающих шпирь среди габбро-анортозитов Украины [381], и плагиоклазовые перидотиты габбро-анортозитового комплекса Западной Латвии [52], возможно, являются более древними, чем анортозиты.

массивов выражается в частой приуроченности к их краевым зонам габброидных пород, а к центральным частям — анортозитов и габбро-анортозитов. Такая зональность установлена в Володарско-Волинском и Смелянском массивах Украины и некоторых массивах Западной Латвии и Польши [52, 381, 684]. К числу важных особенностей строения массивов относится и намечающаяся вертикальная расслоенность их. Она выражается в чередовании (его закономерности не выявлены) по вертикальным разрезам массивов пород различного состава. По данным А. Я. Лунца и Л. И. Рябчуна, в некоторых массивах с глубиной увеличивается количество оливинсодержащих габбро. Форма габбро-анортозитовых массивов во многом еще не ясна. Однако согласно комплексным геолого-геофизическим данным по габбро-анортозитовым массивам Украины они представляют собой сильно уплощенные, с элементами вертикальной расслоенности, тела мощностью 1,5—4 км, осложненные внедрением более поздних габброидов, гранитов рапакиви и блоковыми подвижками.

Все комплексы, объединенные в описываемую формацию, включают три главные группы пород: 1) анортозиты и габбро-анортозиты, 2) габброиды, 3) ультрамафиты (включая рудные). Между всеми группами пород в указанной последовательности нередко наблюдаются постепенные переходы.

Анортозиты и габбро-анортозиты представляют собой существенно плагиоклазовые породы с крупнозернистой, обычно порфириформной панидиоморфной структурой. Часто наблюдаются иризирующие разности анортозитов. По составу плагиоклаза (ap_{49-55} , реже ap_{62}) они относятся к лабрадоритовым разностям. Химические анализы плагиоклазов из этих пород [52] указывают на колебания в пределах $ab_{39-44}ap_{49-56}og_{3-9}$. Довольно редко (только на Украине и в Салминском массиве — в Прибалтике) встречаются основные андезиты и габбро-андезиты с плагиоклазом ap_{42-48} . Плагиоклазы часто зональны и сдвойникованы по альбитовому, реже периклиновому закону. Плагиоклазы из украинских анортозитов характеризуются сравнительно низкой рентгеновской структурной упорядоченностью (индекс упорядоченности 40—70), свидетельствующей об образовании их в высокотемпературных условиях (рис. 53).

Цветные минералы в габбро-анортозитах и анортозитах представлены чаще всего гиперстеном с fs_{45-50} , реже вместе с ним встречаются моноклинные пироксены с железистостью $fs/(en+fs) = 30 \div 50\%$ и оливин с fa_{37-60} .

Состав минералов, образующих породы группы габбро и ультрамафитов, меняется в значительно более широких пределах. Так, состав плагиоклазов меняется от ap_{37-42} (габбро Новомиргородского массива Украины) до ap_{61-68} (нориты Сувалского и порфириформные габбро Володарско-Волинского массивов). Наиболее распространен плагиоклаз ap_{45-55} . Ромби-

ческий пироксен представлен, как правило, гиперстеном, содержание fs которого варьирует от 25—30% в троктолитах и ультрамафитах Западной Латвии до 40—57% в большинстве габбро, габбро-норитов и норитов других районов. Железистость моноклинных пироксенов колеблется от 30 до 50%, причем моноклинные пироксены из габброидов Латвии в основном менее железисты, чем украинские. Оливин довольно широко распространен в габброидах и ультрамафитах. Содержание в нем фаялитовой составляющей колеблется от 35—40 (в породах Западной Латвии) до 76% (в оливиновых габбро белорусского габбро-анортозитового комплекса). В габброидах и ультрамафитах Украины состав оливина колеблется в пределах fa_{48-55} .

В описываемых породах нередко присутствуют биотиты и амфиболы, обычно образующие келифитовые каймы вокруг пироксенов и оливина, рудные минералы, среди которых характерны ильменит и титаномагнетит, а также фторапатит, шпинель, циркон и др.

По большинству главнейших петрохимических параметров породы различных комплексов сходны между собой (табл. 21). Основная масса пород формации по составу относится к числу нормальных, хотя среди анортозитов и габбро-анортозитов во всех комплексах (а особенно часто на Украине) встречаются разности, пересыщенные глиноземом. Породы всех комплексов характеризуются резким преобладанием Na_2O в сумме щелочей, сходным составом нормативного плагиоклаза (максимум его состава во всех комплексах приходится на 50-е номера), довольно высокой общей железистостью (для средних пород 49—69%), повышенной титанистостью (6—30%) и значительной степенью окисленности железа (12—35%). Различные комплексы (если судить по наиболее изученным на Украине и в Западной Латвии) характеризуются также близкими трендами кривых, отражающих изменения содержания петрогенных элементов в зависимости от изменения величин индексов дифференциации, кристаллизации и т. п. (рис. 69). Значительное сходство обнаруживают габбро-анортозитовые комплексы Украины и Латвии по характеру геохимической ассоциации петрогенных элементов, выявленной методом многократной корреляции: в анортозитах и габбро-анортозитах обоих комплексов разорваны сильные положительные связи между Al и Ca, столь характерные для подобных пород в анортозитовой формации.

Наряду с чертами, общими для различных комплексов, входящих в габбро-анортозитовую формацию, в их химическом составе выявлены и некоторые различия. Наибольшее различие по общей железистости, титанистости, калиевости и т. п. установлено между габбро-анортозитовыми комплексами Украины

21. Средний химический состав пород габбро-анортозитовой формации, вес. %

Окислы	1		2		3		4		5		6	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	53,83	1,36	53,12	1,90	34,13	4,37	52,94	1,4	51,25	1,21	47,05	2,63
TiO ₂	0,51	0,28	0,70	0,37	6,75	2,94	0,30	0,27	0,42	0,19	1,02	1,13
Al ₂ O ₃	25,39	1,64	23,68	2,20	5,29	2,73	26,32	0,74	24,31	1,82	18,92	2,98
Fe ₂ O ₃	0,93	0,57	1,58	1,69	4,37	3,11	0,85	0,50	2,31	1,54	2,97	2,90
FeO	2,46	1,23	3,61	2,08	29,85	5,26	2,08	0,57	3,47	0,78	9,62	2,32
MnO	0,04	0,03	0,06	0,06	0,33	0,16	0,05	0,02	0,08	0,03	0,12	0,04
MgO	1,07	0,39	2,0	0,88	8,94	2,83	1,92	1,53	2,71	0,80	7,18	1,95
CaO	9,53	0,84	8,65	1,35	5,54	2,80	10,43	0,43	10,67	0,64	8,08	1,82
Na ₂ O	4,08	0,67	3,72	0,76	0,82	0,29	4,20	0,69	3,14	0,61	2,89	0,77
K ₂ O	0,96	0,30	1,13	0,51	0,44	0,33	0,54	0,08	0,43	0,20	0,52	0,29
Количество анализов	22		22		7		16		18		21	

Габбро-анортозитовый комплекс Украины (данные В. Н. Мошкина и И. Н. Дагелайской, 1974 г.): 1 — лабрадориты; 2 — габб-

ро-лабрадориты; 3 — ультрамафиты (включая рудные). Габбро-анортозитовый комплекс Латвии (данные О. А. Богатикова

и А. П. Биркиса, 1973 г.): 4 — лабрадориты, 5 — габбро-лабрадориты, 6 — габбро (включая троктолиты).

и Латвии, что позволяет [52] говорить о несколько различных путях их эволюции.

Закономерность распределения рассеянных элементов в породах формации изучена крайне слабо. Имеющиеся данные по габбро-анортозитовым комплексам Украины и Латвии свидетельствуют о том, что подавляющее большинство рассеянных элементов содержится в них в количествах, либо близких к кларкам для основных пород (по А. П. Виноградову), либо меньших. Лишь фосфор, цирконий, кобальт, никель, стронций и барий содержатся в некоторых группах пород формации в больших количествах, чем их кларки для базитов.

Для пород формации габбро-анортозитов Украины характерны высокие значения калиево-рубидиевых отношений ($K/Rb = 1200 \div 1400$).

Для рассматриваемой формации характерна железо-титановая специализация [382]. Главным рудным минералом является гемойльменит, меньшее значение имеют титаномагнетиты и минералы ульвошпинель-магнетитовой серии. На Украине и в Польше выявлены коренные и россыпные месторождения и большое количество проявлений ильменита, связанных с габбро-анортозитовыми комплексами. Все коренные месторождения приурочены исключительно к участкам развития меланократовых пород — различных габброидов и ультрамафитов, что хорошо объясняется повышенным содержанием TiO_2 и увеличением титанистости пород в направлении от анортозитов к ультрамафитам. Рудные тела представляют собой, по существу, обогащенные (от 5—7 до 40—50% объема породы) ильменитом и другими железотитаноокисными минералами габбро, габбро-нориты, пироксениты и коры их выветривания. В некоторых коренных месторождениях ильменита (Стремигородское, Меленовское и др.) отмечаются высокие содержания апатита, запасы которого здесь учтены. Появление апатит-ильменитовых руд согласуется с повышенными содержаниями в породах титана и фосфора и с устойчивой положительной корреляционной геохимической связью между ними, установленной как для украинского, так и для латвийского габбро-анортозитовых комплексов.

Габбро-верлитовая формация

Формация охватывает ряд комплексов, включающих две главные группы пород, среди которых преобладают верлиты (около 55% общего объема) и габброиды (около 35%); в резко подчиненном количестве (около 10%) присутствуют оливиниты, лерцолиты, пироксениты и диориты. Название формации впервые было предложено В. Н. Москалевой в 1972 г., и в этом же году она была выделена Н. А. Волотовой и Ю. И. Рабиновичем. В 1975 г. И. В. Ляхницкой в состав габбро-верлитовой

формации включен ряд комплексов в пределах Карело-Кольского региона.

В настоящее время комплексы габбро-верлитовой формации хорошо изучены и достоверно выделяются лишь в пределах Карело-Кольского региона. Это интрузивные комплексы ранне-среднепротерозойского возраста: пилгуярвинский в Печенгской структуре и панореченский в Имандра-Варзугской структуре на Кольском полуострове, колозерский в районе Ветреного Пояса, хюрсюльский — в Чалкинско-Хаутоварской зоне и онежский — в пределах Онежской мульды. Интрузивные комплексы в пределах этих структур пространственно и генетически тесно связаны с вулканогенными комплексами, включаемыми в состав липарит-лейкобазальтовой формации, рассмотренной в данной работе, или пикрит-базальтовой формации [536], и образуют единую комагматическую ассоциацию.

Структурное положение пород этой ассоциации характеризуется приуроченностью ее к грабеноподобным прогибам (мульдам), наложенным на консолидированные раннедокембрийские образования и сформировавшимся в условиях блоковых движений фундамента. С геосинклиналями подобные структуры сближают значительные мощности осадочно-вулканогенных толщ (более 10 км), отчетливая складчатость, широкое развитие вулканизма, а с платформенными блоками — толеит-базальтовый состав лав, антидромная направленность вулканизма и слабый метаморфизм пород. Подобные структуры являются унаследованными и тяготеют к троговым прогибам раннепротерозойского периода в зонах сочленения блоков земной коры [595], представляющих собой зоны глубинных разломов. Считается, что мощности земной коры в этих зонах увеличены (37—42 км), так же как и базальтового слоя (25—30 км), а гранито-гнейсовое основание отсутствует [305].

Среднепротерозойские грабеноподобные структуры сложены осадочно-вулканогенными толщами, в которых выделяется несколько ритмов, начинающихся осадочными отложениями и завершающихся эффузивами (Печенгская и Имандра-Варзугская структуры). Границы между ритмами четкие и резкие, хотя в целом эти образования принадлежат к одному осадочно-вулканогенному циклу. В разрезах толщ преобладают потоки, покровы лав и субвулканические образования, представленные дайками и силлами. На заключительной стадии развития структур в эти толщи внедрились тела основных и ультраосновных пород, комагматичные эффузивам основного состава — диабазам, туфам, лавобрекчиям и пикритовым порфирирам. Мощность последних иногда составляет около 200 м. Этими образованиями сложены третья и четвертая вулканогенные толщи Печенги, полисарская и умбинская свиты Имандра-Варзуги, суйсарская серия и серия Ветреного Пояса в Карелии. Интрузивные образования, входящие в состав этой ассоциации,

изучались рядом исследователей*, материалы которых наряду с личными наблюдениями автора использованы при характеристике формации.

Интрузивные мафиты и ультрамафиты залегают главным образом в слабо дислоцированных туфогенно-осадочных породах среднего протерозоя, образуя вытянутые по простиранию до 5—6 км пластовые согласные или секущие тела мощностью от единиц до 700—800 м. Реже они встречаются среди сланцев и вулканитов раннего протерозоя (район Ветреного Пояса). Положение интрузивных массивов контролируется разрывными нарушениями. Большое значение для образования интрузий Печенги имела зона глубинного Порьиташского разлома, продолжающаяся в пределы Имандра-Варзугской структуры.

Контакты вмещающих пород с интрузиями грубо согласные, реже секущие интрузивные (горы Каула, Котсельваара, верхний контакт Пилгуярвинской интрузии с филлитами, массивы Киериджипори, Райсоайви и др., массивы Ветреного Пояса). Часто встречаются тектонические контакты, особенно со стороны лежащего бока тел (Пилгуярвинский, Хюрсюльский массивы и др.). Вмещающие породы (филлиты и диабазы) в контактах раздроблены и изменены — карбонатизированы, окварцованы, сульфидизированы, реже наблюдаются приконтактные зоны закалки мощностью 0,5—0,8 м. Ультрамафиты в эндоконтактах оталькованы, тремолитизированы, хлоритизированы и карбонатизированы.

Интрузии, входящие в состав комплексов габбро-верлитовой формации, по внутреннему строению являются как дифференцированными, так и недифференцированными. Первые имеют меньшее распространение, но являются более крупными по размерам и слабее метаморфизованы (Пилгуярвинский, Панореченский, Хюрсюльский массивы). Они сложены единой серией пород от подошвы к кровле: верлитами с прослоями оливинитов, обычно в той или иной степени серпентинизированными, пироксенитами, габброидами (габбро-диабазы, эссекситовыми, монцонитовыми габбро), иногда габбро-диоритами и габбро-пегматитами.

Такая псевдостратификация массивов, так же как и более тонкая первичная полосчатость, параллельна контактам интрузий. Переходы между разновидностями постепенные, хотя и

* Особенно много работ посвящено изучению никеленосных интрузий Печенгского района [124, 179, 180, 190, 318, 319, 326, 463, 464, 512], а также работы В. К. Котульского, Б. И. Папушис, Л. И. Гурской и других. Среднепротерозойские интрузивные комплексы Имандра-Варзугской зоны освещены в работах В. Н. Соколовой, Л. И. Ивановой, А. М. Носиковой, В. Е. Романова, В. В. Константинова и других. Ранне-среднепротерозойские мафит-ультрамафитовые образования Карелии описаны в работах [281, 400, 458, 459, 508], а также В. А. Соколова, Е. М. Михайлова, В. Ф. Барабанова и других, Л. А. Ермолаевой и других.

достаточно четкие. Преобладающими в составе дифференцированных и недифференцированных массивов являются верлиты, часто измененные до серпентинитов или более интенсивно в недифференцированных массивах — до серпентин-тальковых, хлорит-тремолитовых, тальк-хлорит-карбонатных и других пород. Недифференцированные мелкие тела представлены верлитами, перидотитами или габброидами, встречены листвениты и лиственитоподобные породы кварц-карбонатно-хлоритового или кварц-карбонатно-талькового состава с густой вкрапленностью сульфидов. Лиственитоподобные породы часто образуются по филлитам, алевролитам или песчаникам. В дифференцированных массивах проявлены линейность, полосчатость, трахитоидность и в отдельных случаях (Пилгуярвинский массив) отчетливо видна скрытая слоистость, выражающаяся в закономерном изменении состава цветных минералов от подошвы массива к кровле.

Типичным примером строения дифференцированных тел является Пилгуярвинский массив (рис. 59), имеющий линзовидную форму и вытянутый на 3—3,2 км при ширине выходов на поверхность около 1 км. Угол падения массива на юго-запад 35—70°. Северный и северо-восточный контакты с диабазами и филлитами — тектонические, и к ним приурочены участки брекчированных и массивных медно-никелевых руд. От подошвы интрузии к кровле состав пород меняется следующим образом. Серпентинизированные верлиты с богатым медно-никелевым оруденением (вкрапленные и прожилковые руды) переходят в слабо серпентинизированные верлиты с прослоями пироксеновых оливинитов (с бедной вкрапленностью сульфидов). Последние нередко сменяются маломощной полосой пироксенитов и оливиновых пироксенитов, которые постепенно через габбро-пироксениты переходят в меланократовые, а затем в мезо- и лейкократовые эссекситовые габбро, содержащие большое количество лейкоксена и титаномагнетита.

Ультрамафитовые разновидности состоят из моноклинного пироксена, оливина и плагиоклаза (верлиты) и реже ромбического пироксена (лерцолиты). Пироксениты, имеющие постепенные переходы с перидотитами через оливиновые разновидности, сложены в основном моноклинными пироксенами. В габброидах первичными минералами являются моноклинный пироксен и плагиоклаз. Позднемагматические минералы описываемых разновидностей пород представлены керсутитом и бурой роговой обманкой, вторичные — зеленой роговой обманкой, серпентином, хлоритом, биотитом, тальком, тремолитом, актинолитом, кварцем, карбонатом, рудные — пирротинитом, пентландитом, халькопиритом, пиритом, хромитом, магнетитом, титаномагнетитом, лейкоксенизированным ильменитом, аксессуарные — сфеном, цирконом, апатитом, рутилом, гранатом, графитом, турмалином.

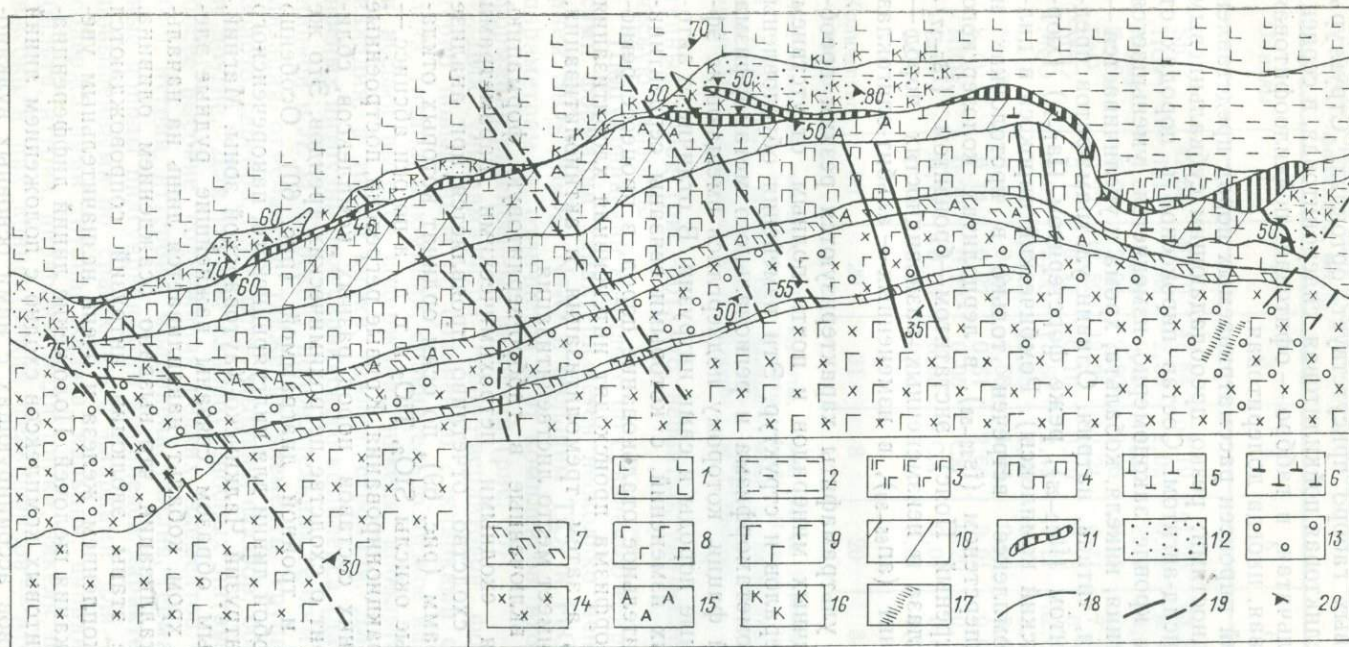


Рис. 59. Схематическая геолого-петрографическая карта центральной части Пилгуярвинского массива. Составила И. Н. Дагелайская с использованием данных В. Н. Макарова, А. В. Поповой, В. Н. Мазаника.

1 — диабазы третьего покрова; 2 — филлиты, алевролиты, туфы; 3 — габбро-диабазы; 4—11 — пилгуярвинский комплекс: 4 — слабо серпентинизированные, оливиниты и верлиты, 5 — серпентинизированные ультрамафиты, 6 — серпентиниты, 7 — пи-

роксениты, 8 — меланократовые габбро, 9 — лейкократовые крупнозернистые габбро, 10 — ультрамафиты с густой вкрапленностью сульфидов, 11 — брекчированные и массивные руды; 12 — сульфидная вкрапленность; 13 — сосюртитизация; 14 — хло-

ритизация; 15 — амфиболитизация; 16 — карбонатизация и окварцевание; 17 — дайки диабазы; 18 — интрузивные границы; 19 — тектонические нарушения; 20 — элементы залегания пород.

В эссекитовых габбро присутствует ортоклаз. Структуры перидотитов: реликтовая пойкилитовая, сидеронитовая, в серпентинитах — петельчатая, в габбро — офитовая, пойкилоофитовая и габбро-офитовая, иногда долеритовая.

Моноклинный пироксен рассматриваемых пород представлен двумя разновидностями: резко преобладающим субкальциевым авгитом и диопсид-авгитом. Состав пироксенов в породах от подошвы тел к кровле закономерно изменяется: уменьшается содержание магния, никеля, кобальта, хрома и увеличивается — железа, кальция, титана, натрия. Оливин ультрамафитов представлен хризолитом (fa_{10-25}), реже форстеритом (fa_{1-18}) (хюрсюльский, онежский комплексы). Ромбический пироксен в пилгуярвинском комплексе встречен только в протолочках и представлен гиперстеном (fs_{32-53}), в лерцолитах колозерского комплекса (Ветренный Пояс) энстатитом—бронзитом (fs_{7-17}). Состав плагиоклаза в неизменных разновидностях пород — лабрадор-битовнит (ap_{65-80}), в измененных — альбит-олигоклаз (ap_{5-18}).

Измененные ультрамафиты характеризуются резким преобладанием вторичных минералов и почти полным отсутствием первичных минералов и структур. Эти изменения обусловлены процессами автометаморфизма и регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, которому подверглись вмещающие эффузивно-осадочные породы и сами интрузии. В отличие от автометаморфических изменений, с которыми связаны серпентинизация и незначительное оталькование пород, в процессе регионального метаморфизма происходят интенсивная хлоритизация и оталькование, а затем тремолитизация и актинолитизация, в ряде случаев имеет место лиственитизация.

Комплексы, включенные в габбро-верлитовую формацию, характеризуются сходными петрохимическими параметрами (табл. 22). Это сходство отчетливо проявляется при анализе бинарных диаграмм (рис. 69), по осям ординат которых откладывались главные окислы SiO_2 , TiO_2 и т. д., а по оси абсцисс — коэффициент фракционирования. Кривые регрессии, построенные по точкам средних составов пород разных комплексов, сближены, что говорит о сходстве петрохимических трендов. Это же иллюстрируется и тройной диаграммой (рис. 60). Особенно близки между собой линии для пилгуярвинского, панореченского комплексов и интрузий Чалкинско-Хаутоварской зоны. Магний, с которым тесным образом связаны важнейшие рудные элементы — никель, хром, кобальт, накапливается лишь на начальном этапе кристаллизации, что вызвано осаждением оливина. Заключительные этапы эволюции интрузий сопровождаются абсолютным накоплением железа и очень незначительным увеличением содержания щелочей. Положение линий дифференциации габбро-верлитовых комплексов сходно с положением линий изменения составов ассоциирующих с ними основных вулкано-

22. Средний химический состав пород габбро-верлитовой формации, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	42,55	46,10	47,84	54,19	41,25	43,35	47,05	53,21
TiO ₂	1,11	1,98	2,38	2,02	0,27	0,43	1,66	1,21
Al ₂ O ₃	4,07	5,68	9,49	15,27	2,11	4,64	4,05	14,97
Fe ₂ O ₃	6,96	2,35	2,82	2,16	8,95	7,35	4,53	4,62
FeO	10,72	12,52	12,31	12,21	4,41	7,21	12,00	11,22
MnO	0,17	0,15	0,19	0,19	0,18	0,21	0,25	0,27
MgO	29,96	15,65	11,80	2,42	41,27	32,53	13,93	2,67
CaO	3,40	14,45	10,85	4,39	0,71	3,78	15,48	6,23
Na ₂ O	0,10	0,34	1,56	4,49	0,02	0,05	0,82	5,04
K ₂ O	0,14	0,27	0,61	2,66	0,01	0,02	0,08	0,63
NiO	0,29	0,22	0,05	Сл.	0,20	0,16	0,04	0,04
CuO	0,11	0,04	0,05	Сл.	0,01	0,02	0,04	0,03
Cr ₂ O ₃	0,44	0,25	0,05	Сл.	0,61	0,27	0,07	0,02
Количество анализов	50	20	31	8	20	31	19	8

Пилгуярвинский комплекс: 1 — верлиты, 2 — пироксениты, 3 — габбро, 4 — диориты и эссекситовые габбро (по данным Н. А. Елисеева, Г. И. Горбунова, Б. И. Папуши, И. В. Ляхницкой, Р. И. Шуруп-

вой, Л. И. Гурской и И. Н. Дагелайской). Интрузии Чапкинско-Хаутоварской зоны: 5 — оливиниты, 6 — перидотиты, 7 — пироксениты, 8 — габбро (по данным М. Г. Попова).

генных пород (рис. 60), что, вероятно, указывает на их генетическую близость.

Пилгуярвинский комплекс по сравнению с другими комплексами формации характеризуется несколько меньшим содержанием SiO₂, Al₂O₃, Na₂O и большим TiO₂ и FeO. По этим же параметрам он отличается и от комплексов, входящих в состав формаций расслоенных интрузий (рис. 60).

Для ультрамафитов габбро-верлитовой формации характерно повышенное по сравнению с кларками содержание железа, титана, алюминия, сравнительно низкое кальция и магния и весьма высокое содержание никеля, кобальта, хрома, меди, ванадия, а также цинка, галлия, стронция. Для группы рудоносных интрузий пилгуярвинского комплекса (данные И. В. Ляхницкой и Л. И. Гурской) положительная геохимическая специализация отмечается также на элементы группы платины, на золото, серебро, серу, фтор, мышьяк, фосфор, бор, селен, теллур и другие. Для группы слаборудоносных интрузий характерны более высокие содержания редких элементов: циркония, ниобия, иттрия, иттербия, молибдена, галлия, германия. Габброидные породы пилгуярвинского комплекса характеризуются резко повышенными по сравнению с кларками для основных пород содержаниями титана, железа, кальция, ванадия, скандия, кобальта, иттрия, циркония, меди, цинка, никеля, причем наиболее высоки в них концентрации фельсифилов — иттрия, циркония,

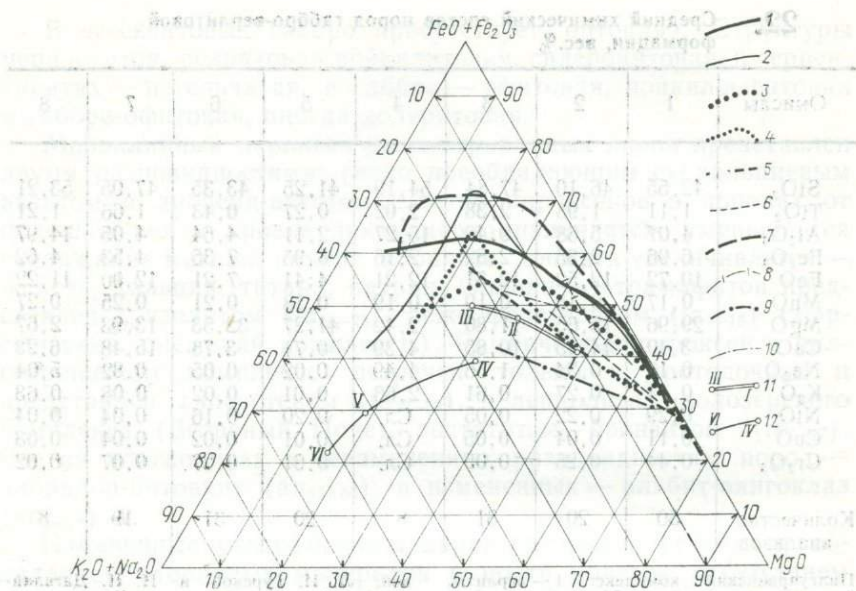


Рис. 60. Диаграмма составов пород габбро-верлитовой формации и сопряженных с ними вулканогенных пород Карело-Кольского региона. Составлена И. Н. Дагелайской и С. Н. Сусловой.

1, 3, 5, 7, 9 — интрузивные, 2, 4, 6, 8, 10 — вулканогенные комплексы.
 Комплексы: 1 — пилгуярвинский, 2 — печенгский, (3-я и 4-я вулканогенные толщи), 3 — панореченский, 4 — имандра-варзугский (полисарская и умбювская свиты), 5 — ко-

лозерский, 6 — Ветреного Пояса, 7 — хюрсюльский, 8 — чалкинско-хаутоварский, 9 — онежский, 10 — суйсарский, 11 — толейтовая серия, по Е. Ф. Осборну; 12 — известково-щелочная серия, по Е. Ф. Осборну.

меди, ванадия. Вулканогенные породы базальтового и пикрит-базальтового состава, ассоциирующие с интрузивными комплексами, характеризуются значительным геохимическим сходством с последними.

Комплексы, входящие в состав габбро-верлитовой формации, имеют несколько различную металлогеническую специализацию. Часть их (пилгуярвинский комплекс Печенгской зоны и панореченский комплекс Имандра-Варзугской зоны) четко специализирована на никель и медь. Для карельских образований (колозерский комплекс Ветреного Пояса, онежский и хюрсюльский комплексы Онежской мульды и Чалкинско-Хаутоварской зоны) характерна хромит-титаномagnetитовая специализация с подчиненной никелевой.

В пилгуярвинском комплексе сопутствующими никелю и меди металлами являются кобальт, платиноиды, серебро, золото, селен и теллур. Для ультраосновных пород отмечается также повышенное содержание хрома, а для основных — титана и железа (содержание TiO_2 1,23—3,88%). Известны медно-никелевые месторождения (Каула, Котсельваара, Пилгуярви, Се-

милетка и др.) и рудопроявления, связанные с породами этих комплексов. Ассоциация рудных минералов представлена пиротином, пентландитом, халькопиритом и часто магнетитом и титаномагнетитом.

Г. И. Горбунов [124] выделяет следующие типы медно-никелевых руд Печенги: вкрапленные, прожилково-вкрапленные, сплошные и брекчиевидные руды. Бедные первично-магматические вкрапленные руды характерны для слабо измененных перидотитов центральных и верхних частей интрузий, богатые вкрапленные и прожилковые руды — для интенсивно измененных перидотитов. Это метаморфогенно-метасоматические руды, связанные с перекристаллизацией и переотложением рудного вещества в процессах метаморфизма и метасоматоза. Богатое оруденение подобного типа обычно приурочено к лежащему эндоконтакту интрузивных тел и обусловлено, с одной стороны, первичной обогащенностью приподошвенной части интрузий рудными элементами, с другой — интенсивностью метаморфических изменений пород. Брекчированные и сплошные руды приурочены к продольным тектоническим зонам, проходящим вдоль подошвы интрузивных тел в местах их пересечения с поперечными разломами. Их образование также обусловлено несколькими факторами: первичным высоким содержанием рудных компонентов в низах интрузий, метаморфогенно-метасоматическими и динамометаморфическими процессами, способствующими переотложению рудного вещества.

Характерной чертой оруденения, связанного с габбро-верлитовой формацией, является приуроченность его (Ni, Cu, Cr) только к оливинитам и верлитам. Габброиды и пироксениты отличаются титаномагнетитовым или магнетитовым оруденением. Для ассоциирующих с этими комплексами вулканитов базальтового и пикрит-базальтового состава характерна та же металлогеническая специализация, что и для интрузивных пород, хотя содержание рудных компонентов в них значительно ниже.

Диабаз-пикритовая формация

Среди разнообразных пикритсодержащих мафитовых ассоциаций наиболее распространенными и более изученными являются ассоциации пикритов с нормальными известково-щелочными диабазами. Такие ассоциации образуют самостоятельные комплексы гипабиссальных малых интрузий, приуроченные обычно к древним срединным массивам или к геонантиклинальным поднятиям, в пределах которых они являются наиболее молодыми магматическими образованиями и нередко сохраняют кайнотипный облик. Именно такие комплексы малых интрузий предлагается относить к диабаз-пикритовой формации, которая была впервые выделена Н. П. Михайловым и Ю. Л. Семеновым

[369] и описана ими на примере каратургайского комплекса пикритовых и диабаз-пикритовых малых интрузий Джезказган-Улутауского района в Казахстане. Позднее комплексы этой формации были описаны на Большом Кавказе [249, 448]; проявления ее известны также на западном склоне Урала, на Новой Земле, на Кольском полуострове и в других регионах.

Петрографически диабаз-пикритовая формация характеризуется сочетанием двух главных типов изверженных пород:

— ультрамафитов группы пикрита, характеризующихся своеобразием минерального состава (оливин, авгит или титанавгит, бронзит или гиперстен, роговая обманка, основной плагиоклаз, биотит, апатит), химизма (высокая глиноземистость, повышенная железистость, высокое отношение Ti/Fe), структурными особенностями (порфиоровидные, криптовые и пойкилитовые кумулятивные структуры, типичные для существенно оливиновых сегрегаций базальтовой магмы);

— нормальных известково-щелочных диабазов, по минеральному составу и структурам обычных для производных толеит-базальтовых магм и не имеющих особых, присущих диабазам только данной формации отличительных признаков.

Пикриты и диабазы этой формации, постоянно геологически сопряженные и связанные между собой рядом переходных пород (пикрито-диабазы, оливиновые диабазы), образуют в целом единый дифференциационный ряд; они характеризуются близостью состава породообразующих минералов, аналогичными постмагматическими изменениями, а также одинаковым набором элементов-примесей.

Интрузивные тела формации представлены чаще всего типичными силами (простыми или дифференцированными), реже дайками, линзовидными или факолитобразными гипабиссальными малыми интрузиями, мелкими штоками; крупных интрузивных массивов, образованных диабаз-пикритовой ассоциацией, не известно.

Тектоническое положение малых интрузий диабаз-пикритовой формации определяется приуроченностью их к древним консолидированным складчатым структурам, для которых они всегда являются ксеногенными образованиями, что позволяет отнести их к проявлениям тектоно-магматической активизации. Малые интрузии (силлы, дайки) пикритов, апопикритовых серпентинитов, пикрито-диабазов и диабазов каратургайского комплекса прослеживаются узкой полосой вдоль западной окраины Улутауского геосинклинального поднятия, на границе его с Тургайским прогибом. Длина наиболее крупных тел 500—600 м, мощность 10—20 м, самых мелких соответственно 5—10 и менее 1 м. Пикриты и диабазы характеризуются кайнотипным обликом и слабыми изменениями, что резко отличает их от глыбоко метаморфизованных вмещающих пород докембрия. Кристаллические сланцы у верхних и нижних контактов силлов

превращены в альбит-кварцевые роговики массивной текстуры.

В аналогичной геологической обстановке диабаз-пикритовые силлы и дайки распространены на Большом Кавказе, в Горной Осетии, где они приурочены к области восточного погружения кристаллического ядра Главного Кавказского антиклинория, вблизи Адайхок-Казбекского регионального разлома. Дайки и силлы залегают как в древних метаморфических толщах, так и в песчано-глинистых отложениях нижней — средней юры, перекрывающих кристаллический фундамент на погружении. Пикриты здесь не образуют самостоятельных тел, а являются сегрегациями среди диабазов, будучи с ними связанными взаимными переходами. Породы диабаз-пикритовой ассоциации образуют сложные (сопряженные) крутопадающие, часто выклинивающиеся дайковые тела. Длина отдельных даек достигает 1 км, мощность 150—200 м [249, 448]. В. В. Плошко предполагает, что становление диабаз-пикритовой формации Большого Кавказа, по геолого-петрографическим признакам аналогичной каратургайскому диабаз-пикритовому комплексу Казахстана, также происходило в специфической тектонической обстановке мезозойского периода, в условиях консолидации подвижного пояса и перехода его в молодую платформу.

Пикритосодержащие ассоциации сравнительно широко распространены на Урале. Небольшие тела пикритов, пикрито-диабазов, габбро-диабазов и диабазов протягиваются прерывистой полосой вдоль западного склона Среднего, Северного и Полярного Урала, в зоне, примыкающей к Главному Уральскому разлому, а также частично в пределах структур фундамента Русской платформы. Дифференцированные силлы и дайки габбро-диабазов и пикритов известны также на Пай-Хое [640], на Северном острове Новой Земли [286], на Северном Тимане [213]. Однако пикритосодержащие магматические ассоциации этого региона остаются до сих пор очень слабо изученными. Даже для наиболее исследованных районов их развития (например, бассейн р. Вишеры, центральная часть Пай-Хоя) имеются данные только по их петрографической и петрохимической характеристике; геологическая позиция этих интрузивных образований, соотношение их с другими магматическими комплексами и особенно их возраст в большинстве случаев остаются неясными. К рассматриваемой диабаз-пикритовой формации предположительно можно отнести только кусьинский комплекс позднетриасового — раннеюрского возраста (170—198 млн. лет), представленный дайками и силлами (мощностью 10—40 м) пикритовых порфиритов, пикритов, габбро-диабазов и эссексит-диабазов, приуроченных к зонам пересечения разломов в консолидированных структурах венда — кембрия западного склона Урала [640].

На севере Кольского полуострова в пределах Беломорского блока распространены комплексы самостоятельных малых интрузий диабаз-пикритового состава. Характерным примером их

может служить группа малых интрузий пикритов, пикритовых порфиритов, баркевикитовых габбро-диабазов и диабазов Кольского фиорда и Карелинского наволока, описанная А. А. Полкановым [450]. Им было зарегистрировано свыше 100 даек этих пород мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, редко до 50—60 м. В контактах даек отмечены ороговикование и альбитизация вмещающих гнейсов докембрия. Возраст этих малых интрузий не установлен. Судя по описанию А. А. Полканова, эти пикритовые и диабазовые породы петрографически идентичны породам диабаз-пикритовых комплексов Казахстана, Большого Кавказа, Урала. Указанной группой малых интрузий, вероятно, не ограничиваются проявления диабаз-пикритовой формации в Карело-Кольском регионе, о чем свидетельствуют материалы Палеовулканологического симпозиума (Петрозаводск, 1975 г.), а также некоторые более поздние публикации [40].

В петрографическом отношении все перечисленные комплексы малых интрузий, относимые к диабаз-пикритовой формации, близки между собой и характеризуются рядом общих устойчивых признаков. Типоморфным, а часто и преобладающим видом изверженных пород является пикрит, присутствующий вместе с диабазами и пикрито-диабазами в дифференцированных силлах и дайках (обычно относительно крупных) или целиком слагающий самостоятельные мелкие интрузивные тела.

Главным пороодообразующим минералом пикритов является оливин (хризотил), составляющий 65—90% породы. Его кристаллы имеют близкую к изометрической форму и обычно почти одинаковые размеры. Они рассеяны системой пересекающихся трещин, по которым развиваются хризотил, боулингит и магнетит. В наиболее измененных разностях пикритов оливин полностью замещен серпентином.

Ромбический пироксен (бронзит), содержащийся в количестве до 5—10%, образует также идиоморфные таблитчатые кристаллы. Интерстиции между кристаллами оливина и ромбического пироксена заполнены моноклинными пироксеном — авгитом или титан-авгитом (3—15%), основным плагиоклазом — до 5—8% (основной лабрадор, лабрадор-битовнит), обычно сосюритизированным, и бурой базальтической роговой обманкой (2—10%), иногда баркевикитом. Почти постоянно, но в количестве до 2% присутствует биотит в виде вытянутых плеохроирующих пластинок.

Акцессорные минералы представлены апатитом, иногда достаточно обильным (до 2—3%), сфеном и титаномagnetитом. Часто наблюдается редкая вкрапленность сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит) от 0,9 до 2%.

Структуры пикритов, особенно когда они образованы зернами оливина одинаковой величины, можно рассматривать как кумулятивные, т. е. происшедшие в результате гравитационного

осаждения кристаллов оливина и более поздней кристаллизации межзернового расплава (интерпреципитата). Наблюдается четыре состава фаз кумулуса: 1) оливин, 2) оливин+ромбический пироксен, 3) оливин+апатит, 4) оливин+ромбический пироксен+апатит. Интеркумулус — пироксен-плагиоклазовый мелкокристаллический агрегат с второстепенными минералами (роговая обманка, биотит, титаномagnetит), полностью или частично замещенный соссюритом, хлоритом, уралитом, актинолитом, лейкоксенном.

В диабаз-пикритовых комплексах обычно находятся все переходные разности от пикрита к диабазу, особенно хорошо наблюдаемые в дифференцированных силлах. Наиболее близки к пикритам пикрито-диабазы, по внешнему виду почти не отличающиеся. Они также имеют порфириовидные структуры с признаками кумулятивных и тот же минеральный состав, что и в пикритах. Однако количественные соотношения минералов в них значительно меняются по сравнению с пикритами: снижается содержание оливина до 40—25% и соответственно возрастает содержание пироксенов и плагиоклаза, причем моноклиновый пироксен (тот же авгит или титанавгит) резко преобладает над ромбическим. От пикрито-диабазов отмечаются постепенные переходы к диабазам через оливиновые диабазы.

Диабазы, лейкодиабазы и кварцевые диабазы встречаются вместе с пикритами и пикрито-диабазами в дифференцированных силлах или полностью слагают небольшие параллельные интрузивные залежи. Все разновидности диабазов характеризуются диабазовыми (долеритовыми), иногда порфириовидными структурами. Диабазы состоят из тех же пороодообразующих минералов, что и пикриты, но, естественно, в других количественных соотношениях.

Моноклиновый пироксен по оптическим свойствам мало отличается от клинопироксена пикритов и также относится к группе авгита. В диабазам он составляет 45—60%, в лейкодиабазам 5—10%. Ромбический пироксен здесь практически отсутствует. Плагиоклаза в диабазам содержится 35—40%, в лейкодиабазам 60—80%. Он представлен вытянутыми лейстовидными кристаллами, имеющими двойниковое строение. С увеличением количества плагиоклаза в породе снижается его основность: в диабазам — лабрадор (ap_{70-55}), в лейкодиабазам — андезин (ap_{45-35}). Амфибол и биотит наблюдаются в незначительном количестве (не более 1—2%), а в некоторых разностях совсем отсутствуют. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и ильменитом.

Приведенные данные указывают на большое сходство минерального состава пород, слагающих как дифференцированные, так и недифференцированные малые интрузии рассматриваемых комплексов, а также и на полную аналогию вторичных преобразований, происходящих в пикритах и диабазам. Эти факты,

а также наличие переходных разностей практически между всеми членами диабаз-пикритовой ассоциации позволяют рассматривать последнюю как единую комагматическую серию, образовавшуюся из родоначальной базальтовой магмы, содержащей, вероятно, повышенное количество нормативного оливина по сравнению с нормальными толеит-базальтовыми расплавами.

Химизм изверженных пород диабаз-пикритовой формации изучен еще очень слабо. Имеются лишь единичные анализы пикритов и диабазов Казахстана, Большого Кавказа, Урала, Новой Земли (табл. 23), приводящиеся, как правило, без разграничения пород по формационной принадлежности. Можно лишь отметить, что все пикриты обладают общими устойчивыми петрохимическими признаками, позволяющими отнести их к одной группе, которая четко обособлена в семействе ультрамафитовых изверженных пород.

Главными петрохимическими признаками пикритов всех рассмотренных комплексов являются:

— низкие содержания кремнекислоты (37,5—41,0%), близкие к таковым ультрамафитов альпинотипной дунит-перидотитовой формации;

— высокая глиноземистость: содержания Al_2O_3 в пикритах в 2—3 раза выше, чем в альпинотипных ультрамафитах;

— повышенная железистость, примерно в 1,5 раза превышающая железистость альпинотипных дунитов и перидотитов, и соответственно пониженная магнезиальность, которая в пикритах не превышает 27—29%;

— высокая титанистость, что хорошо видно по постоянно высокому Ti/Fe (табл. 24).

Особенности химизма диабаз-пикритовых комплексов наглядно можно видеть на вариационных диаграммах, показывающих характер изменения некоторых петрогенных окислов по отношению к коэффициенту железистости. На эти же диаграммы нанесены данные по химизму пород габбро-диабазовой формации (рис. 68). На всех графиках видно, что фигуративные точки пикритов образуют компактные поля, ограниченные узкими интервалами значений коэффициента железистости (26—42); однако общий диапазон дифференциационного ряда горных пород диабаз-пикритовой формации оказывается значительно большим, чем для габбро-диабазовой: только по коэффициенту железистости он составляет 26—73.

Существенные различия наблюдаются и в тренде кристаллизационного фракционирования для обеих формаций. Если для всей серии пород габбро-диабазовой формации четко проявлен обычный толеитовый тренд (обратная корреляция с F содержаниями Al_2O_3 , MgO , постоянство CaO , прямая корреляция TiO_2 , Na_2O , K_2O), то для диабаз-пикритовой формации наблюдается иная и более сложная картина. Для собственно пикритовых ассоциаций в ходе кристаллизационного фракционирования

23. Химический состав пород
диабаз-пикритовой формации, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	41,25	39,86	37,70	39,64	39,72	38,47	40,55	37,54	51,97	47,41	39,65	39,42	48,82	39,54	45,07
TiO ₂	1,02	0,89	0,56	0,40	1,73	0,65	0,87	0,54	0,53	2,25	0,72	1,08	1,32	0,67	1,20
Al ₂ O ₃	6,13	6,13	3,67	7,19	7,06	5,77	5,65	7,72	16,15	15,16	3,42	7,29	14,84	8,42	15,62
Cr ₂ O ₃	0,15	—	0,39	—	0,12	0,39	0,23	0,34	—	—	0,06	0,05	—	0,32	0,10
Fe ₂ O ₃	5,38	4,14	7,96	3,07	3,19	3,80	3,65	2,90	1,30	5,18	8,86	8,57	4,50	3,21	2,37
FeO	8,12	8,23	6,22	7,56	9,47	7,73	8,86	8,18	6,11	6,50	3,13	2,98	8,39	8,44	7,67
MnO	0,17	0,21	0,17	0,21	0,26	0,18	0,16	0,20	0,12	0,10	0,04	0,06	0,12	0,20	0,18
MgO	27,16	28,54	29,06	29,33	25,66	29,09	28,68	28,33	8,99	4,14	25,19	26,34	6,76	24,46	9,86
CaO	4,46	3,99	2,09	1,85	3,52	2,34	0,59	2,86	6,06	9,38	1,42	3,54	9,75	5,40	10,96
Na ₂ O	0,65	0,53	0,06	0,36	0,05	0,02	0,01	0,06	3,39	3,50	0,32	0,72	2,03	0,39	2,52
K ₂ O	0,26	0,24	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,81	1,25	1,60	0,28	0,70	0,14	0,07
H ₂ O ⁺	5,25	6,64	12,19	10,06	7,84	9,77	8,86	10,06	3,94	4,43	15,70	9,43	2,95	8,42	4,32
H ₂ O ⁻	0,50	0,46	0,50	0,48	1,11	1,57	1,27	1,13	0,11	0,20	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	0,10	0,12	0,24	0,08	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,23	0,10	0,09	0,06	0,04	—	0,05	0,05	0,19	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,37	—	—	—	—	0,38	—
Σ	100,50	99,86	100,60	100,17	100,07	100,01	99,72	100,02	99,89	99,50	100,16	99,85	100,37	99,99	99,94

Каратурской комплекс Казахстана: 1—2 — пикрит, 3 — апопикритовый серпентинит (по данным Н. П. Михайлова, Ю. Л. Семенова, 1965 г.); северосетинский комплекс Большого Кавказа: 4 — апопикритовый серпентинит (по данным А. П. Ле-

бедева, 1960 г.), 5—8 — серпентинизированный пикрит (по данным С. Н. Коклева, В. В. Плоско, 1975 г.), 9 — лейкократовый диабаз, 10 — диабаз (по данным Р. Л. Мелконяна, В. В. Плоско, 1973 г.), и Урала: 11 — слюдястый пикрит, 12 — пи-

крит; 13 — габбро-диабаз, среднее из 20 анализов (по данным Н. П. Старкова, 1963, 1970 гг.); Новая Земля: 14 — пикрит; 15 — диабаз (данные Н. П. Куплетского, 1932 г.).

устанавливаются повышение содержаний Al_2O_3 , CaO и щелочей (прямая корреляция с F), значительно более резкое понижение MgO и относительное постоянство SiO_2 и TiO_2 . Такой тренд не типичен для толеит-базальтовой магмы; он еще раз подтверждает, что в образовании диабаз-пикритовых комплексов участвовали более основные, вероятно оливин-базальтовые, расплавы, которые в ходе ранней кристаллизации оливина постепенно обогащались SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочами, т. е. состав их изменялся в сторону толеитового базальта. Несмотря на ограниченное число анализов для рассматриваемой формации, можно предположить, что кристаллизация таких расплавов шла дальше по толеитовой схеме, так как поля фигуративных точек диабазов находятся уже в пределах полей пород габбро-диабазовой формации, а их расположение в общем отвечает типичному для последней тренду кристаллизационного фракционирования.

Геохимически диабаз-пикритовые комплексы, и в частности сами пикриты, также мало исследованы. Можно лишь отметить, что пикриты отличаются более разнообразным набором элементов-примесей, чем ультрамафиты альпинотипной дунит-перидотитовой формации, так как наряду с такими обычными для ультрамафитов элементами, как никель, кобальт, медь, хром, в пикритах постоянно присутствуют элементы-примеси базальтоидных магм: ванадий, сера, стронций, галлий, барий, цирконий и в подчиненном количестве цинк, бериллий, иод, молибден.

Металлогеническая специализация диабаз-пикритовой формации пока недостаточно определена. Для многих гипабиссальных комплексов отмечается рассеянная вкрапленность сульфидов железа, меди, никеля с обычной для производных базальтовых магм минеральной ассоциацией: пирротин + пентландит + халькопирит. Однако эта сульфидная вкрапленность в пикритах, так же как и вкрапленность ильменита и титаномагнетита в диабазах, нигде пока не была зафиксирована в промышленно интересных концентрациях. С серпентинизированными пикритами Горной Осетии отмечены проявления амфибол-асбеста, представляющие только минералогический интерес.

Вопрос о роли и месте диабаз-пикритовой формации в тектоно-магматическом цикле развития складчатых областей также требует дальнейшего изучения. Ранее высказывалось предположение о пространственной и генетической связи каратургайского диабаз-пикритового комплекса Улутауского антиклинория с проявлениями раннемезозойского базальтоидного магматизма Тургая на конечных этапах развития герцинской геосинклинали, примыкающей к этому антиклинорию с запада [325]. Полученные в последние годы новые данные о базальтовом вулканизме этой области подтверждают высказанное предположение. В восточной периферической области Урала, погребенной под

мезозойскими и кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской низменности, в триасе происходило формирование многочисленных грабенообразных депрессий, в которых накапливались осадочные и вулканогенные (кайнотипного облика базальты, реже липариты) образования туринской серии (P_2-T_1) [283]. Широко распространены также малые гипабиссальные интрузии долеритов и габбро-долеритов, внедрение которых происходило не только в грабенах, но и в пределах разделяющих их поднятий.

Эти проявления раннемезозойского базальтоидного магматизма развивались не только во внешней зоне уральских герцинид, но и в пограничной области раннепалеозойской консолидации каледонид Центрального Казахстана (восточная зона Тургайского прогиба). Е. А. Мазина и А. И. Райхлин [325] отмечают наличие зональности позднегерцинского базальтового вулканизма в Тургае, выразившейся в синхронном образовании различных формаций; липарит-базальтовой на западе и в центральной части прогиба и трахибазальтовой — в восточной зоне Тургая и в Пришимье, причем образование последней они связывают с тектоно-магматической активизацией области консолидации казахстанских каледонид, граничащей с герцинским орогеном.

Вполне вероятно, что отражением дальнейшего развития этой зональности в каледонидах Казахстана явилось формирование в иных тектонических условиях еще более основных, существенно пикритовых малых интрузий в зонах разломов Улутауского антиклинория (каратургайский комплекс), на западе Кокчетавской глыбы (крещенковский комплекс в Пришимье) и в районе Ичекульмесского антиклинория к северу от Целинограда [645]. На Большом Кавказе диабаз-пикритовый комплекс Горной Осетии формировался, согласно В. В. Плошко и В. П. Грицкевичу [448], «в специфических (субплатформенных) условиях мезозойского времени».

Приведенные выше данные позволяют относить проявления диабаз-пикритовой формации малых интрузий к режиму эпиорогенного рифтогенеза.

ГРУППА ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫХ И ЩЕЛОЧНО-ГАББРОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Формация щелочных базальтоидов, фонолитов,
щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов *

На территории СССР к щелочно-габброидной формации натриевого ряда относится восемь комплексов, включающих около 60 массивов, в том числе следующие комплексы:

* В дальнейшем формация описывается под более кратким названием — щелочно-габброидная натриевая или натриевого ряда.

елетьозерский в Карело-Кольском регионе, изученный А. И. Богачевым и др. [53], А. А. Полкановым, Н. А. Елисеевым и др. [1971 г.], А. А. Кухаренко, М. П. Орловой, Э. А. Багдасаровым [292] и др., в Кузнецком Алатау, описанный Е. Д. Андреевой [11], Л. С. Бородиным и В. С. Гладких [60] и др.; чикский в Сангилене, описанный В. А. Кононовой, Р. М. Яшиной и др. [258, 643]; сайжинский в Забайкалье, исследованный А. А. Коневым и др. [255, 256].

Большинство комплексов размещается в областях дорифейской складчатости: среди археид в зоне сочленения Беломорского и Ботнического блоков — елетьозерский комплекс, в протерозойских образованиях сангиленского срединного массива — чикский комплекс, в выступах протерозойских образований среди байкалид Уда-Витимской зоны Забайкалья — сайжинский мезозойский комплекс; отдельные комплексы приурочены к раннекаледонским складчатым структурам-салаиридам среди каледонид Кузнецкого Алатау — среднедевонский кия-шалтырский комплекс.

Таким образом, большинство комплексов щелочно-габброидной натриевой формации характеризуют магматизм эпиорогенного рифтогенеза в пределах складчатых областей. Различия в предшествующей истории геологического развития указанных регионов находят свое отражение в форме интрузий и в вещественном составе щелочно-габброидных комплексов.

Размещение щелочно-габброидных массивов контролируется зонами глубинных или оперяющих их разломов, разграничивающих блоки с различным геологическим строением. Так, Елетьозерский и Тикшозерский массивы в Карело-Кольском регионе локализованы в зоне субмеридионального глубинного разлома; становление массива Гремяха-Вырмес сопряжено с развитием разлома, оперяющего этот глубинный разлом. Многочисленные щелочно-габброидные массивы кия-шалтырского комплекса (Кузнецкий Алатау) размещаются в приподнятых и опущенных блоках (с сокращенным и полным разрезом рифейских и кембрийских отложений) в промежуточных межблоковых зонах. В обоих случаях они контролируются системами разломов, сопряженных с глубинным Кузнецко-Алатауским разломом [11].

Щелочно-габброидные массивы Тувы, локализованные в Сангиленском срединном массиве, располагаются, как это показано Е. Л. Бутаковой [66], вдоль протяженной системы региональных разломов, пересекающих срединный массив в северо-западном направлении (Дахунурский, Чикский, Коргеретабинский и другие интрузивы), или в участках сопряжения северо-западных и субмеридиональных разломов. Массивы сайжинского щелочно-габброидного комплекса расположены вблизи стыка разновозрастных структур (герцинской платформы с Монголо-Охот-

ским складчатым поясом). Они также контролируются крупными дизъюнктивными нарушениями [258].

Интрузии описываемых комплексов, как правило, оказывают интенсивное контактное воздействие на вмещающие толщи. Щелочно-габброидные массивы Карело-Кольского региона прорывают и метаморфизуют гранито-гнейсы и гнейсы архея. В зоне контакта вмещающие породы перекристаллизованы и подвергнуты частичному плавлению с образованием массивных гранодиоритов и граносиенитов, связанных постепенными переходами с вмещающими гранито-гнейсами [292]. С формированием щелочно-габброидных массивов кия-шалтырского, чикского и сайжинского комплексов связаны процессы мраморизации, графитизации и скарнирования вмещающих известняков, ороговикования и фенитизации раннедевонских эффузивных толщ. В контактах щелочных бесполовошпатовых габброидов (ийолитов и уртитов) с мраморами и габброидами нормального ряда наблюдались явления нефелинизации и пироксенизации [11, 258, 643].

Щелочно-габброидные комплексы представлены главным образом мезо- и гипабиссальными интрузиями (елетьозерский, чикский, сайжинский); исключением является кия-шалтырский (горячегорский) вулкану-интрузивный комплекс. Большей частью комплексы включают три-четыре интрузии (елетьозерский, сайжинский, чикский, тажеранский и др.), в редких случаях — около десяти и более массивов (кия-шалтырский и омонский). Площадь массивов — обычно единицы — первые десятки квадратных километров. Наиболее крупные (около 100 км²) массивы Карело-Кольского региона — Елетьозерский и Гремяха-Вырмес. Они обычно представлены многофазными расслоенными интрузиями с конфокальным внутренним строением (рис. 61), более мелкие тела — однофазными трещинными интрузиями: штоками и удлиненными линзовидными телами.

Наиболее ранние дифференциаты, представленные в единичных массивах (Елетьозерский, Гремяха-Вырмес в Карело-Кольском регионе, Дахунурский в Туве), — ультрамафиты (пироксениты и перидотиты). Более поздними и наиболее распространенными являются расслоенные тела габброидов, сложенные следующими сериями пород: а) габброидной (габбро, габбронориты, рудные перидотиты, рудные оливиновые габбро, ортоклазовые габбро, эсекситы, плагиоклазиты, пуласкиты, акериты); б) щелочно-габброидной бесполовошпатовой (мельтейгиты, ийолиты, ийолит-уртиты и уртиты) и полевощпатовой (малиньбиты, тералиты, берешиты). Бесполовошпатовые габброиды по отношению к габброидам (нормальным и ортоклазовым) наблюдаются в виде самостоятельных тел, но, в свою очередь, ийолиты и ийолит-уртиты бывают связаны в расслоенных сериях с пироксенитами, с одной стороны, и с нефелиновыми и щелочными сиенитами — с другой.

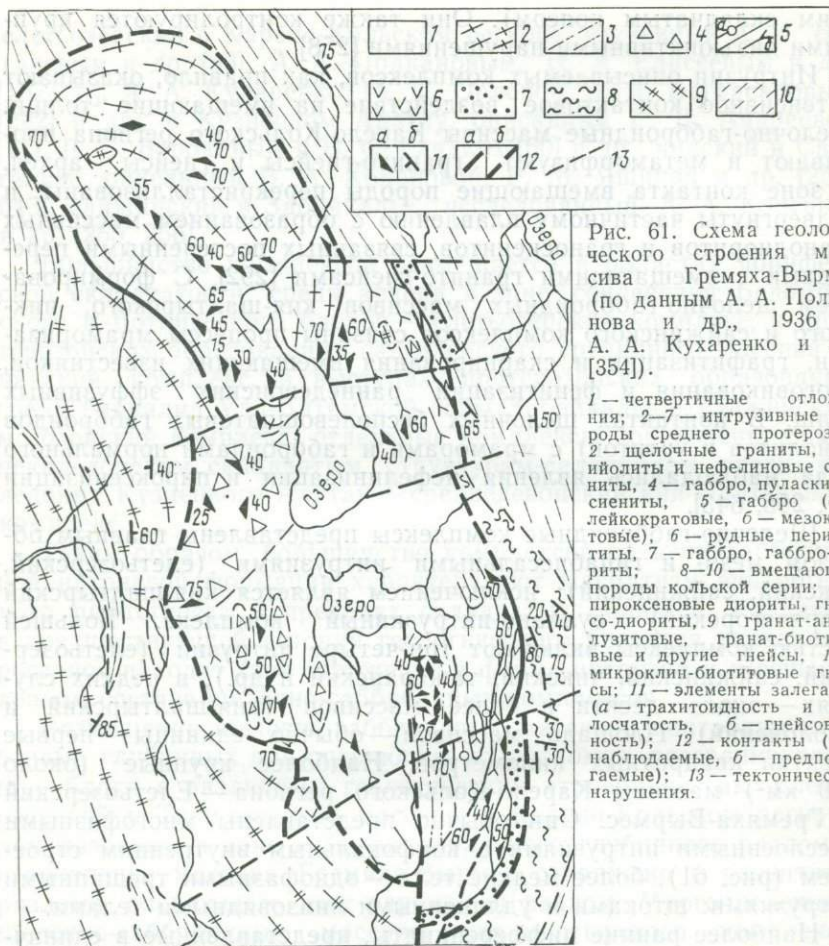


Рис. 61. Схема геологического строения массива Гремяха-Вырмес (по данным А. А. Полканова и др., 1936 г.; А. А. Кухаренко и др. [354]).

1 — четвертичные отложения; 2—7 — интрузивные породы среднего протерозоя: 2 — щелочные граниты, 3 — ийолиты и нефелиновые сиениты, 4 — габбро, пуласкиты, сиениты, 5 — габбро (а — лейкократовые, б — мезократовые), 6 — рудные перидотиты, 7 — габбро, габбро-нориты; 8—10 — вмещающие породы кольской серии: 8 — пироксеновые диориты, гнейсо-диориты, 9 — гранат-андалузитовые, гранат-биотитовые и другие гнейсы, 10 — микроклин-биотитовые гнейсы; 11 — элементы залегания (а — трахитоидность и полоччатость, б — гнейсовидность); 12 — контакты (а — наблюдаемые, б — предполагаемые); 13 — тектонические нарушения.

Нефелиновые и щелочные сиениты, как правило, в сложении массивов играют резко подчиненную роль (менее 10% площади) и слагают дайки и автономные тела более молодой по отношению к габброидам интрузивной фазы. Эти тела в свою очередь также являются расслоенными [643], что проявляется в чередовании меланократовых и лейкократовых слоев, меняющими свой петрографический состав в разрезе интрузии. Дайковые тела часто зональны, имеют сложный состав (нефелиновые и щелочные сиениты) и наряду с полнокристаллическими и порфировидными разновидностями нефелиновых сиенитов представлены их пегматитами.

В отдельных случаях в массивах щелочных габброидов присутствуют более молодые щелочные эгириновые граниты. Фор-

мационная принадлежность гранитоидов в таких случаях остается неясной вследствие неопределенности возраста гранитоидов и габброидов.

В кия-шалтырском комплексе щелочные габброиды по времени формирования и пространственно сопряжены с излияниями щелочных базальтоидов, входящих в состав эффузивно-осадочных толщ раннего и среднего девона, рассматриваемых рядом исследователей и автором в качестве комагматических образований со щелочными габброидами [60, 312]. По времени проявления щелочные эффузивы, распространенные в восточной части Минусинского прогиба, предшествуют формированию щелочных габброидов. Щелочные эффузивы образуют потоки и покровы мощностью от единиц до 15—20, реже 40 м. Л. С. Бородиным и В. С. Гладких [60] в составе ранне-среднедевонской осадочно-вулканогенной свиты в бассейне рек Урюп, Береш и Чулым отмечаются следующие соотношения главных типов (от западного разреза к восточному) пород, об. %: пикритовые порфириды — 0,3, анкарамиты — 0—3, базальты — 50—75, щелочные базальты — 2—5, линозиты — 3—10, базаниты и тефриты — 2—8, меланократовые нефелиниты (оливиновые) — 0—3, берешиты — 6—8, андезито-базальты и трахиандезито-базальты — 15—40, андезиты и трахиандезиты (включая нефелиновые трахиандезиты) — 3—10, трахиты — 0—6, фонолиты — 0—3. Общая мощность свиты 880 м. Пирокластические образования представлены туфами и брекчиями базанитов, тефритов, трахиандезитов и берешитов.

Ультрамафиты в составе формации, как указывалось, представлены пироксенитами, перидотитами и их рудными разновидностями. Пироксен в них обычно титан-авгит или диопсид-авгит, в подчиненных количествах присутствуют оливин, плагиоклаз, магнетит или титаномagnetит, апатит и ильменит. В качестве вторичных часто встречаются амфибол, биотит, сфен, эпидот, цоизит, кальцит и хлорит.

Почти во всех членах расслоенной габброидной серии (за исключением габбро-норитов, содержащих наряду с диопсид-авгитом гиперстен) клинопироксен представлен рядом от салита до диопсид-авгита; оливин характеризуется широкими вариациями состава (fa_{28-45}), плагиоклаз варьирует от лабрадора и битовнита (ap_{95-75}) до лабрадора (ap_{53-60}). В породах ельтеозерского и сайжинского комплексов часто присутствуют титан-авгит и наряду с ним баркевикит. В конечных членах расслоенных серий в акеритах, сиенитах, эссекситах и ортоклазовых плагиоклазитах плагиоклаз становится более кислым (ap_{20}) и наряду с ним появляется ортоклаз или гялофан. Кроме перечисленных породообразующих минералов в расслоенных сериях часто наблюдаются амфиболы (обыкновенная роговая обманка, керсутит), слюды (биотит, бариевый титанобиотит) и продукты изменения плагиоклаза — скаполит, цоизит, гранат, кальцит.

Щелочные габброиды в качестве главных минералов содержат нефелин, эгирин-авгит или титанистый ферроавгит и биотит. Второстепенными компонентами являются щелочные полевые шпаты (альбит, ортоклаз), арфведсонит, кальцит, иногда скаполит, гранат, канкринит, пренит, мусковит и цеолиты. Акцессорные минералы представлены цирконом, магнетитом, апатитом, торийсодержащим везувианом, флюоритом. В отдельных массивах иногда наблюдаются породы, обогащенные гранатом или кальцитом (так называемые тувиниты) или кальцитом (до 70%) и апатитом (до 20%).

Среди нефелиновых сиенитов наблюдаются различные текстурные и петрографические разновидности, миаскиты трахитоидные или массивные (лепидомелановые нефелиновые сиениты с плагиоклазом), фойяиты (трахитоидные эгириновые) и нефелиновые сиенит-пегматиты. Главной составной частью их являются микроклин-пертит, нефелин (10—18%), альбит, эгирин, арфведсонит и диопсид. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, циркон, сфен, ильменит, спессартин. В пегматитах к этому списку добавляются пироклор, торит, ортит, шпинель, колумбит, ферсмит и др. Минералогия их охарактеризована в специальных работах А. А. Кухаренко [292] и др. Щелочные сиениты чаще всего образуют прослой-полосы среди фойяитов и миаскитов и по составу отличаются лишь меньшим количеством или отсутствием нефелина.

По времени проявления и пространственно с формированием пород щелочных серий тесно связано образование метасоматитов: альбититов, эгирин-альбитовых пород, эгиринитов, нефелин-кальцитовых пород и других фенитов экзоконтактового ореола (несущих в ряде случаев редкометалльную и фосфатную минерализацию) — и зон контакторереакционных пород типа тералитов, эссекитов, малинцитов. Описанию их посвящена монография В. А. Кононовой [258], А. А. Колева и В. С. Самойлова [256] и многочисленные статьи.

Петрохимические особенности и эволюцию состава пород описываемой формации удобнее рассмотреть на примере конкретных наиболее изученных комплексов (елетьозерского, княшалтырского, чикского и тажеранского).

При рассмотрении положения точек составов пород типичных комплексов описываемой формации на диаграмме щелочности, по И. В. Лучицкому [313] (рис. 62), можно видеть, что меланократовые члены (пироксениты, перидотиты, гортонолиты, габбро) всех серий, как правило, относятся к породам нормального ряда. Точки составов тералитов, эссекитов, ортоклазовых габбро попадают в ограниченное штриховыми линиями поле субщелочных основных и средних пород, и лишь единичные точки составов пироксенитов массивов Елетьозерского, Гремяха-Вурмес, Чикского, а также точки составов всех фельдшпатоидных габброидов (мельтейгитов, ийолитов, уртитов), не-

фелиновых и щелочных сиенитов располагаются выше линии, отграничивающей поля составов щелочных и нещелочных пород. Аналогичное разделение по щелочности устанавливается и при рассмотрении положения точек составов эффузивов вулканогенно-интрузивного кия-шалтырского комплекса (рис. 62).

По сравнению с породами нормального ряда ультрамафиты и мафиты описываемой формации недосыщены SiO_2 и обогащены железом, титаном, кальцием, алюминием, барием, стронцием и обнаруживают большое сходство с породами сиенит-габбровых комплексов (патынским в Западном Саяне) (табл. 24). Более поздние дифференциаты и более верхние горизонты расслоенных серий обогащены летучими компонентами, кремнеземом, глиноземом, щелочами и, как указывают А. А. Кухаренко и др. [292, 354] для ельтьозерского комплекса и А. А. Конев для тажеранского [256], следующими элементами-примесями: цирконием, ниобием, бериллием, барием, стронцием. Детальный анализ вариационных диаграмм главных типов пород, произведенный для пород ельтьозерского комплекса [292], показывает, что составы последовательно формировавшихся петрографических серий являются комплементарными: увеличение каких-либо компонентов в ранних дифференциатах (например, в пироксенитах) приводит к снижению концентрации этих же компонентов в породах следующей серии (габбро-анортозиты — пуласкиты). Породы серии эссекиты — плагиоклазиты комплементарны рудным габбро с прослоями рудных перидотитов; анортозиты и акериты в расслоенных сериях также комплементарны рудным перидотитам и т. д. Относительно высокое среднее содержание окиси титана (3,20—5,15% в породах и 8,75—11,2% в рудных разновидностях) является характерной особенностью Карело-Кольской и Прибайкальской провинций.

Общими петрохимическими особенностями щелочных пород являются повышенная концентрация в них глинозема и щелочей при явном преобладании Na_2O над K_2O во всех сериях и пониженное содержание фемических компонентов. Мельтейгиты, ийолиты и нефелиновые сиениты недосыщены SiO_2 , а щелочные сиениты насыщены или слабо недосыщены ею.

На петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого точки составов пород интрузивных комплексов обычно располагаются вдоль двух эволюционных кривых, соответствующих расслоенным сериям нормального и щелочного состава: 1) перидотит — габбро-анортозит и перидотит — пироксенит — щелочное габбро — акерит — пуласкит — фойяит и 2) эгриновый пироксенит — мельтейгит — малиньит — ийолит — уртит — нефелиновый и щелочной сиенит (на примере наиболее сложнодифференцированного ельтьозерского комплекса). Составы нефелиновых и щелочных сиенитов, встречающихся как в расслоенных габброидных сериях, так и в качестве самостоятельных интрузивных тел, на эволюционных кривых (рис. 63) изображены в виде ответвления

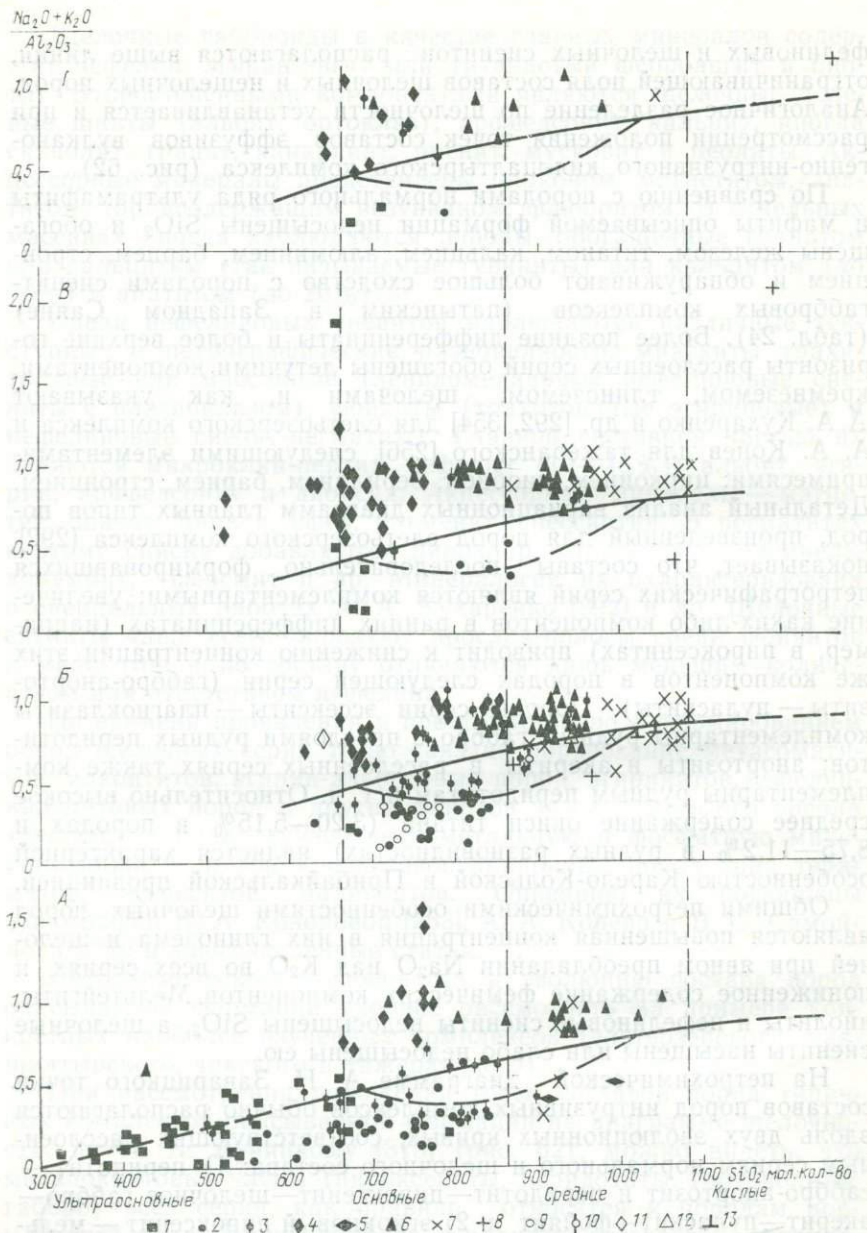


Рис. 62. Диаграмма щелочности щелочно-габброидных комплексов натриевого ряда (по методу И. В. Лучицкого [313]): А — ельцовского, Б — кия-шалтырского, В — чикского, Г — сайжинского.

1 — пироксениты; 2 — габбро; 3 — тералиты, шонкиниты; 4 — уртиты; 5 — мангериты; 6 — фойиты; 7 — щелочные сенииты; 8 — щелочные гранитоиды; 9 — базальтоиды; 10 — трахиандезиты; 11 — берешиты; 12 — щелочные трахиты; 13 — трахилипариты.

24.

Средний химический состав пород формации щелочных базальтоидов, фонолитов, щелочных габброидов, нефелиновых и щелочных сиенитов, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	38,25	36,56	42,45	44,50	53,81	57,21	39,54	44,86	41,92	45,97
TiO ₂	4,90	5,15	3,20	1,64	0,56	0,62	3,66	3,57	1,20	1,50
Al ₂ O ₃	8,47	13,40	19,49	15,49	21,31	19,66	15,47	15,11	11,71	16,66
Fe ₂ O ₃	5,55	8,17	3,54	5,78	2,04	3,08	6,88	4,34	5,62	6,97
FeO	10,67	14,03	7,46	7,00	2,89	3,43	9,65	11,75	4,80	4,73
MnO	0,18	0,29	0,15	0,24	0,13	0,19	0,18	—	0,16	0,23
MgO	11,63	7,92	3,42	3,44	0,63	0,73	7,07	3,48	16,49	7,52
CaO	15,74	11,33	9,68	9,12	2,45	2,78	11,52	8,66	12,40	10,14
BaO	Не опр.	0,51	3,90	—	0,36	—	0,25	—	—	—
Na ₂ O	1,15	1,51	3,33	7,28	8,09	5,91	1,99	4,03	2,09	2,15
K ₂ O	0,53	0,51	1,39	3,04	5,34	5,25	1,77	1,44	0,39	0,92
P ₂ O ₅	0,44	0,83	1,24	0,44	0,20	0,12	0,50	0,82	0,30	0,33
П. п. п.	1,87	1,26	1,16	1,71	1,30	0,93	1,96	1,80	2,76	4,03
Количество анализов	4	61	15	8	13	7	—	—	2	8

Окислы	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	51,82	42,55	54,72	62,44	45,65	49,50	40,84	53,93	60,16	44,96
TiO ₂	1,72	1,49	0,26	0,73	1,38	0,63	0,34	0,28	0,48	0,05
Al ₂ O ₃	17,37	16,15	20,70	16,51	19,22	21,64	28,30	21,41	18,32	18,21
Fe ₂ O ₃	6,35	6,30	4,57	5,57	4,36	3,09	1,61	2,62	2,42	3,63
FeO	3,66	4,86	1,98	1,63	6,75	4,67	3,00	2,99	3,64	8,45
MnO	0,45	0,14	0,13	0,11	0,23	0,14	0,10	0,17	0,12	0,19
MgO	2,04	5,70	0,66	0,59	6,13	1,43	0,95	0,64	0,43	0,95
CaO	6,06	11,43	2,56	1,27	12,57	4,43	7,12	2,89	2,51	12,32
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	3,85	3,90	6,86	5,75	2,64	8,34	10,77	8,14	5,96	8,38
K ₂ O	3,12	1,71	3,41	3,73	0,92	3,13	3,01	5,00	4,76	0,51
P ₂ O ₅	0,74	1,30	0,18	0,24	0,36	0,38	0,20	0,10	0,14	0,45
П. п. п.	3,53	3,82	3,14	0,67	0,93	1,57	2,90	1,15	0,34	1,71
Количество анализов	7	14	3	8	21	11	47	36	14	44

Ельтезерский комплекс: 1 — пироксениты, 2 — габброиды, 3 — ортоклазовые габбро, 4 — ийолиты, 5 — нефелиновые сиениты, 6 — щелочные сиениты, 7 — средний состав * Ельтезерского массива, 8 — средний состав * массива Гремяха-Вырмес. 1—8 — данные А. А. Кухаренко, М. П. Орловой и др. [292, 354], А. И. Богачева и др. [53]. Кия-шалтырский комплекс: 9 — пикритовые порфириты, 10 — базальты, андезит-базальты, 11 — трахибазальты, трахиандези-

ты, 12 — нефелиниты, меланонфелиниты, шошониты, тефриты, базальты, берешиты, 13 — фонолиты, 14 — трахиты, 15 — габбро, лейкократовое габбро, 16 — эссекситы, тералиты, горячители, 17 — ийолиты, ийолитуртиты, 18 — ювиты [7], фойиты [29], миазиты, 19 — щелочные сиениты, 20 — средний состав Ударинского массива. 9—20 — данные Е. Д. Андреевой [11], Л. С. Бородина и В. С. Гладких [60], М. П. Кортусова [265].

* Вычислен по среднему составу пород с учетом занимаемой ими площади.

зальты и трахиандезито-базальты относятся к слегка недосыщенным кремнеземом меланократовым породам, бедным щелочами, и только трахифонолиты, фонолиты, базальты и нефелиниты являются недосыщенными SiO_2 , богатыми Al_2O_3 и щелочами породами.

Сопоставление по составу интрузивных пород с эффузивными позволяет наметить почти во всех щелочно-габброидных натриевых комплексах дифференцированные ряды, аналогичные соответствующим сериям эффузивов: 1) пироксениты — габбро-эссекситы и тералиты (исходный расплав соответствует эссекситу), 2) мельтейгиты — полевошпатовые ийолиты, ийолитуртиты — нефелиновые и щелочные сиениты (исходный расплав соответствует полевошпатовому ийолиту).

Следует отметить, что по имеющимся данным щелочные породы кия-шалтырского комплекса, по-видимому, формировались как в результате нормальной магматической кристаллизации, так и в связи с явлениями высокотемпературного метасоматоза — нефелинизации и альбитизации.

Приближенное суждение о типе исходного расплава можно получить на основании анализа средних составов сложных массивов: Еletzозерского, Гремяха-Вырмес, Ударнинского. Такие составы близки между собой и в первом приближении отвечают щелочному оливиновому базальту, по В. А. Кеннеди [670], и лавам Гавайских островов серии Поулу, т. е. щелочным оливиновым базальтам океанического типа. Следует подчеркнуть, однако, что геологические связи щелочных габброидов и базальтоидов с породами нормального ряда могут свидетельствовать и о генетических связях тех и других.

В отношении геохимической специализации щелочно-габброидных комплексов пока мало данных: конкретно изучены в отношении микроэлементов породы еletzозерского [292, 354] и кия-шалтырского комплексов [11, 61]. Породы еletzозерского комплекса характеризуются повышенными средними содержаниями по сравнению с кларками земной коры, по А. П. Виноградову [1962 г.], следующих элементов: бериллия, фосфора, скандия, стронция, циркония, ниобия, бария, тория, тантала, а также углерода, фтора, серы, хлора, ванадия. Все серии пород кия-шалтырского комплекса характеризуются повышенным средним содержанием стронция по сравнению с кларком [11], а нефелиновые и щелочные сиениты содержат повышенные количества циркония (0,05—0,4%) и ниобия (0,005—0,02%). Во всех базальтоидах этого комплекса, по данным Л. С. Бородина и В. С. Гладких [61], содержания ниобия ниже кларка.

Минералогия описываемой формации определяется наличием нефелиновых и нефелин-полевошпатовых руд в ийолитах, ийолит-мельтейгитах, тералитах и берешитах кия-шалтырского, чикского и сайжинского комплексов, а также ильменит-магнетитового и апатитового оруденения в ультрамафитах и габброидах

и редкометальной (Nb, Zr и др.) и фосфатной минерализации в ийолит-мельтейгитах и нефелиновых сиенитах елетьозерского комплекса.

Формация щелочных базальтоидов и лейцитифиров, щелочных габброидов, псевдолейцит-нефелиновых сиенитов

Как уже указывалось, Ю. М. Шейнманном и другими [613] щелочно-габброидная формация была подразделена на три субформации, в том числе выделена лейцит-базальтовая субформация, включающая щелочные и субщелочные габброиды (фергуситы, миссуриты, шонкиниты, монцониты), псевдолейцитовые сиениты и щелочные граниты. О. А. Воробьевой с соавторами [556] в числе десяти щелочных ассоциаций интрузивных и вулканогенных пород выделены лейцитовые габброиды и калиевые ультраосновные породы, калиевые щелочные базальтоиды. Указанными авторами подчеркнута малая частота встречаемости щелочных габброидов и базальтоидов (натриевых и калиевых) на территории СССР, роль которых резко возрастает в мировом масштабе за счет океанического магматизма и щелочного вулканизма рифтовых систем. В классификации Е. Л. Бутаковой [67] описываемая формация выделена под названием «щелочных габброидов и базальтоидов, нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочных трахитов, фонолитов и других щелочных эффузивов».

В настоящей работе формация описывается под названием, указанным в заголовке* раздела, в соответствии с классификацией щелочных формаций, разработанной М. П. Орловой и принятой при составлении карты щелочных формаций территории СССР [415].

На территории СССР известно 12 комплексов щелочных габброидов калиевого ряда, насчитывающих около 55 массивов. Типичными представителями этой формации являются комплексы ирисуйский и кольбашинский Среднего и Северного Тянь-Шаня [129, 372, 395, 415], дункельдыкский Памира, ишимский или кубасадырский Казахстана [154, 295, 401], мурунский и ылымахский комплексы Западного и Центрального Алдана [46, 271, 441].

Щелочно-габброидные комплексы калиевого ряда приурочены главным образом к складчатым областям (эпиорогенный рифтогенез) и в значительно меньшей мере к платформам: щитам и антеклизам. Средне- и позднепалеозойские комплексы Средней Азии и Казахстана приурочены к складчатым областям, а по времени формирования они являются посторогенными.

* В дальнейшем формация описывается под более кратким названием — щелочно-габброидная (щелочно-базальтоидная) калиевого ряда.

Дункельдыкский неогеновый комплекс Юго-Восточного Памира является субплатформенным, а мезозойские комплексы Алдана — типично платформенными, становление их произошло в период мезозойского рифтогенеза Алданского щита.

Размещение щелочно-габброидных калиевых комплексов контролируется разломами, оперяющими зоны глубинных разломов (Таласо-Ферганский, Киргизский, Памирский, Улутау-Ишимский), и участками пересечения региональных разломов (например, субширотных и субмеридиональных на Алданском щите).

В ряду формаций щелочно-габброидные (щелочно-базальтоидные) комплексы калиевого ряда следуют за комплексами базальтовой и трахибазальтовой формацией и синхронны с комплексами трахиандезитовой формации (ирисуйский и бадамский комплексы Таласского Алатау). За комплексами щелочно-габброидной калиевой формации по времени в этих же структурно-формационных зонах следуют малые тела и пояса даек монцит-сиенитовой формации [89, 129, 327, 328].

Почти все комплексы формации являются гипабиссальными вулкано-интрузивными. В зависимости от локальных условий магматические тела (рис. 64) представлены: а) трещинными интрузиями с зональным конфокальным строением (массивы ирисуйского комплекса площадью первые десятки квадратных километров); б) реликтовыми стратовулканами (вулканические поля ирисуйского и кольбашинского комплексов — Даубаба и Карабалты площадью 100—120 км²); в) трубками, некками, дайками и пластообразными залежами (малые тела дункельдыкского комплекса); г) вулкано-интрузивными структурами центрального типа (массивы мурунского и ылымахского комплексов площадью первые десятки квадратных километров, редко около сотни: Ишимский — 70, Мурунский — 130 км²). Вулкано-интрузивные структуры представляют собой сочетание в пределах одной автономной постройки элементов стратовулканов и многофазных интрузий. Последние могут формироваться на месте кальдеры проседания вулкана и (или) центрального некка по кольцевым и коническим разломам [271, 352, 502].

Примерами таких структур являются массивы ылымахского и мурунского комплексов (рис. 65). В вулкано-интрузивных комплексах (ирисуйском, кольбашинском) вулканы по площади выходов на современном эрозионном срезе обычно преобладают над интрузивными породами. В формировании таких комплексов обычно устанавливаются два этапа (от ранних к поздним): эффузивный и интрузивный. Среди эффузивов представлены (снизу вверх) в кольбашинском комплексе: 1) трахибазальты, эпилейцитиферы, эпилейцититы и их туфы; 2) трахиты, эпилейцитовые трахиты и пирокластолиты; в ирисуйском комплексе: 1) тефриты, эпилейцитовые базальты, эпилейцититы; 2) латиты, трахиандезиты, пирокластолиты;

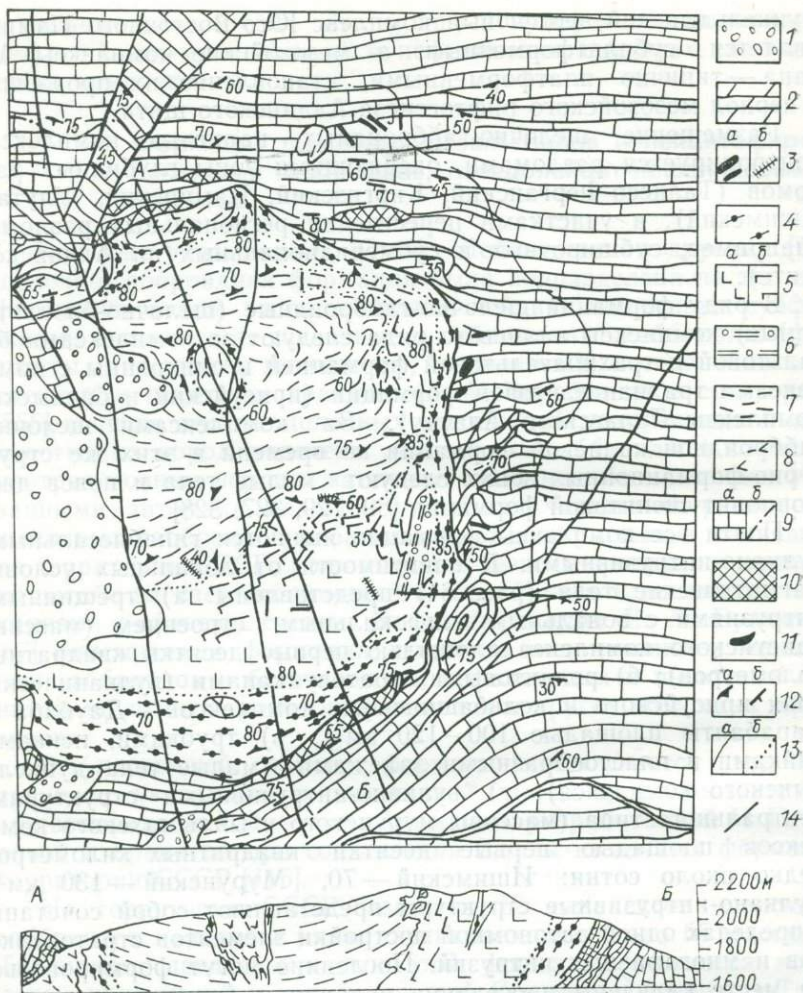


Рис. 64. Геологическая карта восточной части массива Ирису. Составили М. П. Орлова, Э. А. Багдасаров, Б. С. Спасский [1969 г.].

1 — конгломераты четвертичные; 2 — известняки (N—P); интрузивные породы (P); 3 — дайки: а — сиенит-аплитов, щелочных сиенитов, б — шонкинит- и монзонит-порфи́ров; 4 — щелочные сиениты; 5 — шонкиниты: а — массивные, б — трахитоидные; 6 — фергуситы; 7 — монзониты; 8 — пироксениты биотитовые; 9 — вмещающие по-

роды — известняки раннего карбона и мраморы (а), граница ореола мраморизации (б); 10 — скарны; 11 — магнетитовые руды; 12 — элементы залегания: а — трахитоидности, б — слоистости и сланцеватости; 13 — границы пород: а — резкие, б — постепенные; 14 — тектонические нарушения.

в Ишимской вулcano-интрузивной структуре: лейцититы, эпилейцитофиры, эпилейцитовые трахиты.

В вулcano-интрузивных структурах формированию центрального вулкана может предшествовать образование кольцевых или неполнокольцевых интрузий щелочных габброидов — шон-

кинитов, малинитов, монцонитов, фергуситов (в Ыллымахском и Томмотском массивах Алдана [271, 624]) или нефелиновых и щелочных сиенитов в Мурунском массиве Алдана [441]. Среди интрузивных пород кроме щелочных габброидов (шонкинитов и монцонитов) обычны нефелиновые, псевдолейцит-нефелиновые и щелочные сиениты, реже щелочные граниты.

В ирисуйском и кольбашинском комплексах среди интрузивных пород преобладают меланократовые: пироксениты псевдолейцитовые и биотитовые, монцониты, шонкиниты и фергуситы. Лейкократовые породы — нефелиновые и щелочные сиениты и пегматиты — составляют около 15—20% площади массивов.

В ишимском, мурунском, ыллымахском комплексах ультрамафиты отсутствуют, а щелочные габброиды играют подчиненную роль, в то время как нефелиновые, псевдолейцит-нефелиновые и щелочные сиениты являются преобладающими по занимаемой площади (60—65%) по сравнению со щелочными габброидами. Возрастная последовательность формирования пород от ультрамафитов к щелочным лейкократовым породам выдерживается во всех комплексах. Средний состав интрузий соответствует щелочному (калиевому) габбро.

Эффузивные и пирокластические породы, слагающие самостоятельные вулканические поля — реликтовые стратовулканы [573] или выполняющие кальдеры проседания в вулcano-интрузивных структурах, по петрографическому составу могут быть подразделены на следующие серии: щелочные разного состава (тефриты, эпилейцитовые базальтоиды — эпилейцитифиры и эпилейцититы, нефелиниты, эпилейцитовые трахиты и их пирокластолиты), субщелочные (трахибазальты, трахиандезиты, латиты и их пирокластолиты) и породы нормального ряда (базальты, андезиты, трахиты и их туфы). Эпилейцититы и эпилейцитовые тефриты, как указывает Г. М. Фремд [573] на примере стратовулкана Даубаба, слагают вулканическое жерло (диаметром 600 м), склоны же эродированного конуса сложены туфобрекчиями, переслаивающимися с потоками тефрито-базальтов, эпилейцититов и эпилейцитовых тефритов. Обычно же базальтоиды и эпилейцитовые базальтоиды тяготеют к низам стратифицированных свит, сменяемых выше по разрезу трахиандезитами, эпилейцитовыми трахитами и трахитами и их пирокластолитами. Суммарная мощность вулкаников 800—1100 м (на примере ирисуйского и кольбашинского комплексов). Стратификация описываемых свит нечеткая. Наличие лавобрекчий, мелкозернистых полнокристаллических фаций пироксеновых эпилейцитифиров, переходящих в эпилейцитовые порфирировидные сиениты, позволяет выделять здесь породы жерловой и экстррузивной фаций. Излившиеся и пирокластические породы прорываются роями даек, мелкими штоками шонкинитов, псевдолейцитовых сиенитов, монцонитов, эпилейцитовых нефелинитов, биотитовых мончикитов и сиенит-аплитов.

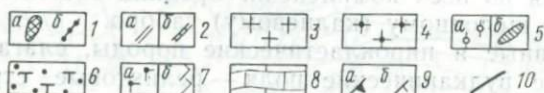
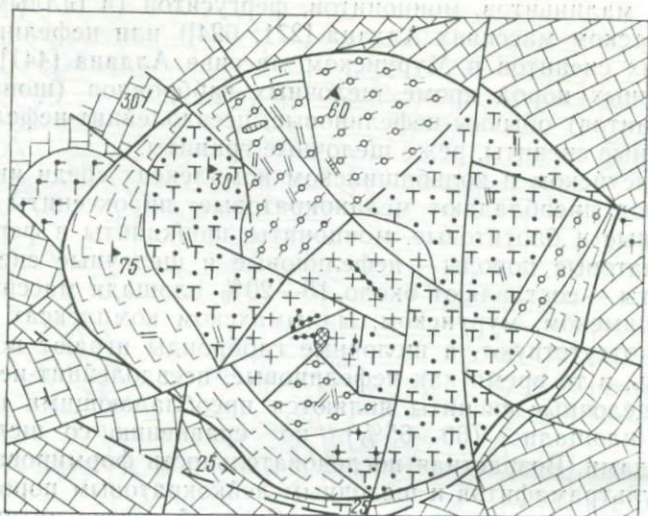


Рис. 65. Схема геологического строения Ылымахской вулcano-интрузивной структуры (по Ю. А. Билибину [46], с изменениями и дополнениями М. П. Орловой и Г. К. Шнай [626]).

1 — кварцевые тела (а — штокверк, б — жилы); 2 — дайки (а — селъсбергитов, б — тингуантов); 3 — щелочные граниты и грапсеноиты; 4 — пуласкиты; 5 — нефелиновые и псевдолейцит-нефелиновые сиениты (а — массивные крупнозернистые, б — пегматонидные); 6 — эпилейтитовые фонолиты, трахиты и их туфы; 7 — щелочные габ-

броиды (а — монцониты, б — шонкиниты и малиньиты); 8 — вмещающие породы — мраморизованные доломиты и известняки раннего кембрия; 9 — элементы залегания (а — трахитондность и флюиодальность, б — сланцеватость); 10 — тектонические нарушения.

Количественный минеральный состав пород эффузивных серий, описание их структур и химическая характеристика приведены в работах В. А. Николаева [395], М. П. Орловой [412], Г. М. Фремда [573], А. Н. Заварицкого и В. А. Заварицкого [189], Т. Н. Молчановой [372].

Интрузивные и дайковые породы представлены ультрамафитами (пироксенитами нормального ряда, а также псевдолейцитовыми и биотитовыми), субщелочными габброидами (монцонитами), щелочными габброидами (эссекситами, шонкинитами, малиньитами, фергуситами), нефелиновыми (тингуанитами, миаскитами, фойяитами), нефелин-псевдолейцитовыми и щелочными сиенитами (пуласкитами, селъсбергитами), пегматитами (нефелин-сиенитовыми и щелочно-сиенитовыми), сиенитовыми аплитами и бостонитами. Подробное описание пород приведено в монографиях В. А. Николаева [395], Ю. А. Билибина [46], Т. В. Билибиной и др. [441], А. Н. Заварицкого и В. А. Заварицкого [189] и др.

Минеральный состав щелочно-габброидных (щелочно-базальтоидных) комплексов калиевого ряда довольно однообразен, особенно по сравнению с породами щелочно-габброидной формации натриевого ряда. Главными породообразующими минералами являются зональный пироксен [титан-авгит и диопсид-авгит (hd_{38}), иногда с эгирином-авгитовой каймой — в ультрамафитах и мафитах; эгирин-авгит — в нефелиновых сиенитах], реже железистый оливин (хризолит-гиалосидерит $fa = 23 \div 52\%$), амфиболы (обыкновенная роговая обманка, баркевикит в габброидах и базальтоидах, гастингсит, арфведсонит и тармит в нефелиновых сиенитах), калиевые и калиево-натриевые полевые шпаты (микроклин-пертит, ортоклаз), плагиоклаз ap_{5-55} , псевдолейцит, эпилейцит, лейцит, нефелин, анальцит, слюды (лепидомелан, биотит, флогопит, мусковит). В некоторых разновидностях сиенитов присутствуют гранаты: меланит и андрадит. В качестве вторичных минералов обычны серпентин, хлориты, канкринит, содалит, цеолиты, серицит. В кварцевых сиенитах и щелочных гранитах наблюдается кварц. В щелочных габброидах и базальтоидах акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, рутилом, сфеном, цирконом. В нефелиновых и щелочных сиенитах и пегматитах набор акцессорных минералов увеличивается.

В щелочных гранитах главные минералы представлены микроклином и альбитом, кварцем (48—61%), второстепенные — эгирином, акцессорные — цирконом, апатитом, сфеном, меланитом, рутилом, флюоритом, магнетитом, лопаритом, лампрофиллитом, пиритом и антлеритом.

По нефелиновым, щелочным сиенитам и щелочным гранитам часто развиваются альбититы, в которых калиевый полевой шпат почти полностью замещен альбитом, нефелин — серицитом и цеолитами, пироксен — тонкоигольчатым эгирином. Акцессорные минералы здесь представлены цирконом, эвдиалитом, апатитом, сфеном, рамзаитом, бадделейтом, ильменитом, магнетитом, ортитом, ринколитом, ураноторитом, лампрофиллитом, лопаритом, корундом, касситеритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом и др. [271].

Петрохимические особенности интрузивных и эффузивных пород описываемой формации выявляются при сопоставлении средних составов главных серий пород по комплексам [189] (табл. 25). Все породы характеризуются недосыщенностью кремнеземом (q варьирует от —15 до —25), высокой щелочностью, преобладанием калия над натрием, повышенным содержанием кальция и железа (рис. 66). На диаграммах, построенных по методу А. Н. Заварицкого для конкретных комплексов [295, 372, 412, 395], точки составов интрузивных, эффузивных и дайковых пород располагаются вдоль двух вариационных линий — каждого из изученных комплексов: 1) относительно более щелочной (псевдолейцитовые пироксениты,

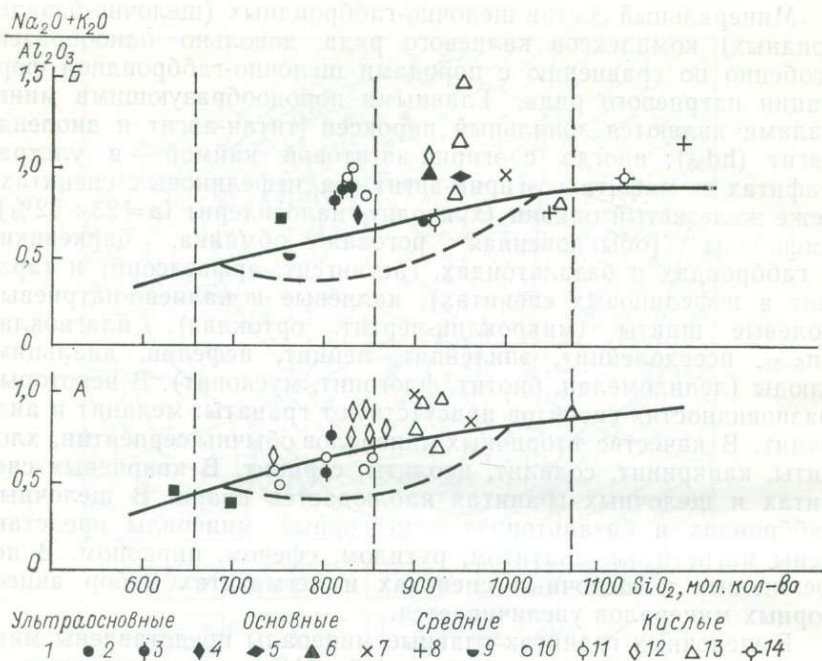


Рис. 66. Диаграмма щелочности пород щелочно-габброидной формации калиевого ряда (по И. В. Лучицкому [313]).

Комплексы: А — ирисуйский и кольбашинский; Б — ылыммахский. 1 — пироксениты; 2 — монзониты; 3 — шонкиниты и фергуситы; 4 — псевдолейцитолиты; 5 — псевдолейцит-нефелиновые сиениты; 6 — нефелиновые сиениты; 7 — щелочные сиениты; 8 — щелочные граниты и граносиениты; 9 — пикритовые порфиры ортоклазовые; 10 — лейцитовые базальтоиды; 11 — трахиандезиты; 12 — лейцитовые фонолиты; 13 — щелочные трахиты; 14 — трахилипариты.

шонкиниты, фергуситы, нефелиновые и псевдолейцит-нефелиновые, эгириновые граниты; характерна пантеллеритовая тенденция эволюции конечных членов этих рядов) и 2) щелочноземельной (пироксениты, монзониты, щелочноземельные и кварцевые сиениты, редко эгириновые граниты). Эта же тенденция хорошо проявляется и на сводной сравнительной диаграмме вариационных линий различных комплексов (рис. 67).

Эффузивные серии менее дифференцированы; соответствующие их составам линии обычно короче интрузивных линий и располагаются они в поле составов, ограниченном линиями интрузивных серий (рис. 67). Здесь также можно выделить два ряда: 1) относительно более щелочной: (пироксеновые эпилейцитопиры и эпилейцититы, эпилейцитовые и эпилейцит-нефелиновые трахиты и фонолиты), 2) субщелочной (щелочноземельный) (трахибазальты, латиты, меланократовые и щелочные трахиты, трахилипариты).

25. Средний химический состав пород формации щелочных базальтоидов, лейцитогиров, щелочных габброидов, псевдолейцит-нефелиновых и щелочных сиенитов, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	41,94	50,71	48,67	57,85	48,30	52,41	44,89
TiO ₂	1,22	0,95	0,91	0,50	1,41	0,86	1,01
Al ₂ O ₃	7,44	17,04	14,92	19,98	13,75	17,00	14,98
Fe ₂ O ₃	9,22	4,24	4,37	2,67	4,52	4,24	6,23
FeO	6,18	5,06	5,48	1,83	5,66	4,40	3,06
MnO	0,25	0,17	0,17	0,12	0,18	0,16	0,19
MgO	10,55	5,03	5,86	0,61	5,21	4,56	7,24
CaO	19,58	8,16	9,65	2,91	12,98	8,00	11,67
Na ₂ O	0,46	2,88	2,21	5,16	1,68	3,16	2,04
K ₂ O	1,45	3,92	5,75	7,63	6,75	5,21	3,38
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	1,10
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	4,43
Количество анализов	6	17	18	6	5	52	7

Окислы	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	45,16	47,86	44,28	54,06	64,36	50,00
TiO ₂	0,89	0,91	0,79	0,43	0,30	0,68
Al ₂ O ₃	17,93	18,75	18,03	17,78	17,70	17,52
Fe ₂ O ₃	6,22	7,04	3,80	5,70	2,34	6,11
FeO	2,81	2,02	3,13	1,06	0,70	1,85
MnO	0,16	0,12	0,20	0,11	0,22	0,13
MgO	4,45	2,07	2,49	2,88	0,50	3,78
CaO	10,38	7,62	9,28	4,73	2,70	7,36
Na ₂ O	2,98	2,82	4,85	3,68	7,90	3,17
K ₂ O	3,51	5,96	2,92	6,67	1,40	5,47
P ₂ O ₅	0,60	—	He опр.	—	He опр.	—
П. п. п.	4,76	4,09	10,07	2,74	2,58	10,00
Количество анализов	5	3	1	2	1	19

Ирисуйский комплекс: 1 — пироксени-ты, биотитовые и псевдолейцитовые, 2 — монзониты, 3 — шонкиниты, 4 — сиениты, 5 — фергуситы, 6 — среднее по массивам. Эффузивы Даубаба: 7 — тефритовые порфириты, 8 — эпидейцитовые тефриты, 9 — эпидейцититы, 10 — эпидейцитовые нефели-

ниты (в том числе 0,20 BaO), 11 — латиты, 12 — сиенит-порфириты, 13 — среднее по серии (по данным М. П. Орловой, 1960 г.; Т. В. Молчановой, 1966 г., К. А. Абрахманова, 1978 г., В. П. Компанейцева, 1965 г., Г. М. Фремда, 1963 г.).

Окислы	14		15		16		17		18		19	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	38,12	0,86	44,14	44,63	2,97	47,63	2,82	54,51	51,61	3,17		
TiO ₂	0,01	0,02	0,82	0,77	0,29	0,75	0,25	0,88	1,00	0,35		
Al ₂ O ₃	0,56	0,44	5,76	5,31	2,46	7,43	1,67	15,45	12,53	1,92		
Fe ₂ O ₃	3,09	0,57	4,96	4,30	1,57	3,33	1,65	4,26	5,10	1,54		
FeO	4,71	1,65	5,73	5,66	1,97	8,16	2,43	4,33	4,75	1,42		
MnO	0,16	0,05	0,15	0,15	0,05	0,18	0,06	0,14	0,16	0,09		
MgO	46,14	1,78	17,20	16,68	4,88	14,97	6,05	3,86	6,48	2,17		
CaO	0,38	0,22	12,73	14,21	3,06	9,03	3,12	7,20	9,14	2,68		
Na ₂ O	0,20	0,12	0,57	0,79	0,43	0,90	0,57	3,94	2,46	1,26		
K ₂ O	0,11	0,01	3,65	3,17	2,09	3,91	1,50	3,77	5,84	1,79		
P ₂ O ₅	0,03	—	1,64	1,60	—	0,58	0,21	0,42	0,58	0,33		
П. п. п.	5,75	—	2,39	2,18	—	2,38	1,96	0,86	—	—		
Количество анализов	14		5		13		17		3		48	

Окислы	20		21		22		23		24		25	
	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ	σ
SiO ₂	48,89	50,21	57,09	59,71	2,74	55,06	60,69	2,33				
TiO ₂	0,90	0,81	0,67	0,11	0,13	0,56	0,41	0,20				
Al ₂ O ₃	11,08	26,82	17,54	16,59	2,00	13,60	16,22	1,57				
Fe ₂ O ₃	4,00	0,79	4,02	2,24	2,25	3,90	2,45	1,35				
FeO	6,63	0,38	1,62	0,68	0,58	2,58	2,60	1,73				
MnO	0,16	0,01	0,11	0,02	0,02	0,09	0,09	0,06				
MgO	7,96	0,17	1,34	3,19	2,68	6,22	1,09	1,02				
CaO	8,70	0,03	3,30	0,89	0,61	5,36	1,98	1,27				
Na ₂ O	1,96	3,24	5,30	4,39	3,46	2,69	4,48	2,05				
K ₂ O	5,52	13,56	7,07	9,74	3,42	7,77	8,33	3,31				
P ₂ O ₅	0,70	0,03	0,17	0,02	0,03	0,26	0,12	0,13				
П. п. п.	2,85	3,12	1,45	1,33	0,90	1,64	0,85	0,60				
Количество анализов	10		2		4		18		14		24	

Бллымакский комплекс (массивы Инаглинский, Бллымакский, Томмотский, Якутский и др.): 14 — дуниты (в том числе 0,36 Cr₂O₃); 15 — перидотиты; 16 — пироксениты флогопитовые (в том числе 0,06 Cr₂O₃); 17 — пикриты и шонкинит-пи-

криты; 18 — монзониты; 19 — шонкиниты и малиниты; 20 — шонкинит-порфириты; 21 — псевдолейцитолиты; 22 — сиениты псевдолейцитовые; 23 — сиениты нефелиновые; 24 — сиениты меланократовые; 25 — сиениты щелочные (пуласкиты).

Продолжение табл. 25

Окислы	26		27		28		29		30		31	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ	
SiO ₂	62,83	2,25	71,86	62,43	3,01	50,87	55,40	49,45	2,77			
TiO ₂	0,42	0,10	0,26	0,35	0,26	0,79	0,74	0,73	0,24			
Al ₂ O ₃	17,40	0,83	12,82	16,77	0,85	13,60	16,25	13,79	4,80			
Fe ₂ O ₃	2,68	0,57	2,24	2,78	0,95	4,98	4,18	5,01	2,18			
FeO	1,30	0,48	0,49	1,86	0,88	4,95	5,77	5,17	1,80			
MnO	0,09	0,05	0,06	0,12	0,06	0,13	0,11	0,14	0,07			
MgO	0,86	0,34	0,15	1,63	0,97	5,50	3,29	5,83	2,40			
CaO	3,53	1,14	0,77	3,47	1,19	6,88	5,20	6,73	2,63			
Na ₂ O	5,27	0,50	3,16	4,26	0,86	2,56	3,18	2,56	1,15			
K ₂ O	4,51	1,17	7,20	5,00	1,11	6,57	5,23	7,11	3,00			
P ₂ O ₅	0,08	0,05	0,02	0,04	0,07	0,70	0,26	0,69	0,36			
П. п. п.	0,34	0,26	0,33	0,80	0,46	1,80	0,71	1,96	1,80			
Количество анализов	16		5		15		6		2		27	

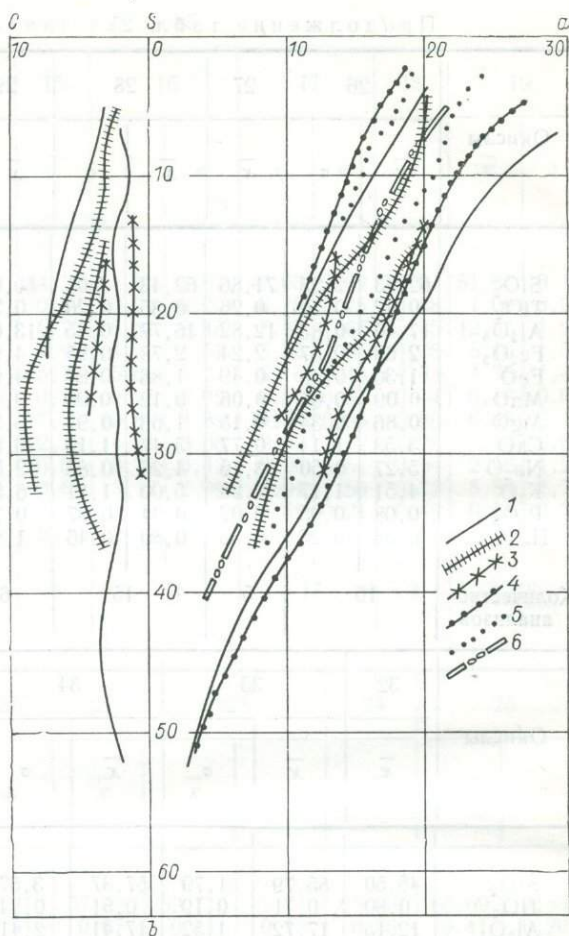
Окислы	32		33		34		35		36	
	\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	\bar{x}	σ		
SiO ₂	45,50	55,79	1,79	57,37	3,57	56,84	64,53	5,87		
TiO ₂	0,80	0,71	0,19	0,51	0,24	0,76	0,36	0,28		
Al ₂ O ₃	12,15	17,72	1,52	17,41	2,41	15,31	16,60	1,29		
Fe ₂ O ₃	7,75	4,82	1,32	2,95	1,39	4,36	2,28	1,02		
FeO	6,01	1,60	1,54	3,44	1,91	4,48	1,42	1,67		
MnO	0,17	0,13	0,04	0,12	0,05	0,12	0,07	0,05		
MgO	6,98	1,37	1,35	1,49	1,40	2,92	1,06	1,34		
CaO	8,79	2,37	1,76	3,03	2,08	3,83	2,70	2,63		
Na ₂ O	1,73	2,68	1,87	5,01	1,49	5,09	4,02	1,36		
K ₂ O	6,52	10,35	3,25	6,85	1,80	4,38	5,23	2,18		
P ₂ O ₅	0,86	0,13	0,21	0,26	0,29	0,39	0,07	0,12		
П. п. п.	2,26	1,56	1,26	1,48	1,05	1,05	0,78	0,52		
Количество анализов	5		13		20		5		15	

Ылымакский комплекс (массивы Инаглинский, Ылымакский, Томмотский, Якутский и др.); 26 — граносениты щелочноземельные; 27 — граниты эгириновые; 28 — сиенит-порфиры; 29 — трахидазальты; 30 — трахидезиты; 31 — щелочные базальты лейцит-ортоклазовые; 32 — эпидейциты; 33 — фonoлиты эпидейцитовые и их

туфы; 34 — трахиты эпидейцитовые; 35 — трахиты; 36 — трахилинариты (по данным Ю. А. Билибина, 1941, 1947 г., Т. В. Билибиной и др., 1967 г., С. М. Кравченко и Е. В. Власовой, 1962 г., Е. П. Максимова, 1973 г., а также неопубликованные анализы образцов из коллекции М. П. Орловой и Г. К. Шнай, 1973—1976 гг.).

Рис. 67. Сравнительная диаграмма вариационных линий состава щелочно-габброидной формации калиевого ряда.

Ирисуйский комплекс, интрузивные серии: 1 — Каинды и Ирису; эффузивные серии: 2 — Даубаба. Кольбашинский комплекс: 3 — эффузивные серии. Ыллымахский комплекс: 4 — интрузивные серии, 5 — эффузивные серии; 6 — щелочноземельная серия Этна (нанесена по А. Н. Заварицкому).



Геохимические особенности щелочно-габброидных комплексов изложены в работах Т. В. Билибиной и др. [441], Э. А. Багдарова и др. [21]. Повышенные кларки концентрации характерны для бериллия, скандия, фосфора, галлия, стронция, бария, урана, циркония, свинца, меди, как это можно видеть на примере изученных ирисуйского и кольбашинского комплексов Средней Азии. Пониженные кларки концентраций характерны для марганца, никеля, ниобия. Особенно следует отметить также повышенные содержания рудных и редких элементов (Cu, Zn, Pb, V, Co, Ag, W, Se, Sc, Ga и др.) в скарнах экзоконтактовых ореолов щелочно-габброидных массивов Ирису, Каинды, Токкайлушу в Средней Азии, Якокутского массива в Центральном Алдане.

С наиболее крупными интрузиями ирисуйского, кольбашинского и ыллымахского комплексов связаны железорудные

месторождения (Ирисуйское) и рудопроявления (Каинды, Якоутское) скарнового типа. Ирисуйский массив включает, кроме того, месторождение вермикулита, приуроченное к коре выветривания биотитовых пироксенитов и монзонитов. Рудопроявления меди связаны с зонами пропилитизации вулканитов ирисуйского и кольбашинского комплексов [1, 401]. Наиболее крупные дифференцированные массивы описываемой формации включают также глиноземные и керамические руды. По данным технологических исследований щелочных пород кубасадырского и ирисуйского комплексов наиболее лейкократовые разновидности нефелиновых, псевдолейцит-нефелиновых и либениритовых сиенитов отвечают требованиям, предъявляемым к нефелиновым рудам [1, 401]. Перспективным является также Рябиновый массив ылымахского комплекса на Алдане. Щелочные эффузивы ирисуйского комплекса могут рассматриваться как петруггическое сырье и сырье для производства портландцементов, используемых в гидротехническом строительстве.

СОПОСТАВЛЕНИЕ МАФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Приведенные выше характеристики формаций дают возможность провести их сопоставление и сделать некоторые петрогенетические обобщения.

Сравнительный петрогенетический анализ многочисленных формаций рассматриваемого семейства можно значительно упростить, если сгруппировать последние по сходству состава или сходству строения и оперировать в дальнейшем такими укрупненными группировками. В качестве таких группировок можно в первую очередь рассмотреть основные подразделения систематики формаций: их группы и подгруппы, выделяемые по степени и типу щелочности пород, а также классы, выделение которых основано на учете строения формаций. Сравним условия проявления формаций, различающихся по степени и типу щелочности пород (рис. 1 и 68).

Установлено, что вулканические и вулкано-интрузивные формации пород нормальной щелочности и субщелочных проявляются во всех известных типах структур: в эв- и миогеосинклинальных зонах, эпигеосинклинальных орогенных зонах, на платформах и в зонах рифтов. Более тонким индикатором типа тектонических структур выступает для этой группы формаций не общая щелочность пород, а содержание Na_2O и K_2O , взятых порознь, т. е. сочетание степени и типа щелочности.

Натриевые формации свойственны эвгеосинклинальным структурам, причем нормальные по щелочности комплексы характерны для широких раннегеосинклинальных прогибов, развивавшихся при значительных раздвигах на коре океанического типа, тогда как субщелочные комплексы появляются либо на

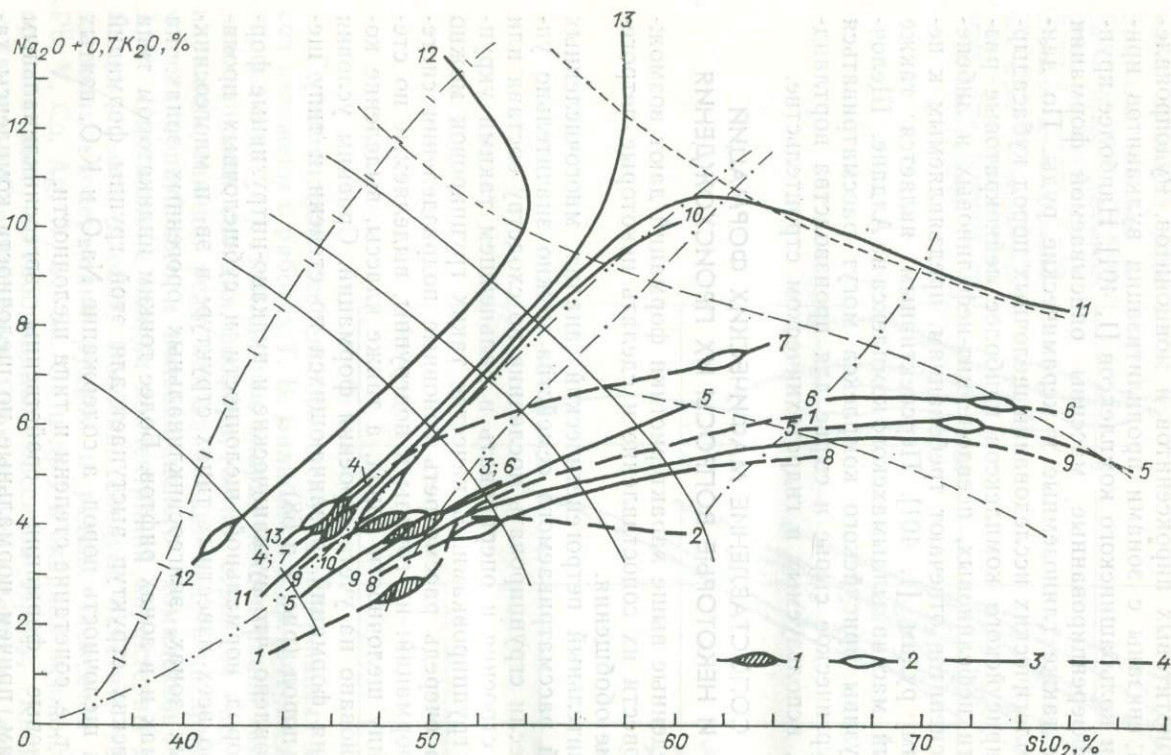


Рис. 68. Диаграмма состава и конституционного строения вулканических и вулcano-интрузивных мафических формаций.

Относительные объемы пород в составе формаций: 1 — > 50%, 2 — 25–50%, 3 — 1–10%, 4 — < 1%. Остальные обозначения см. на рис. 2. Формации (цифры у концов вариационных линий): 1–4 — однородные (1 — базальт-долеритовая, 2 — натриевых

базальтов, 3 — лейкобазальтовая, 4 — трахибазальтовая); 5–7 — контрастно дифференцированные (5 — натриевых базальтов-липаритов, 6 — липарит-лейкобазальтовая, 7 — трахилипарит-трахибазальтовая); 8–13 — последовательно дифференцированные

(8 — андезит-базальтовая, 9 — базальт-андезит-липаритовая, 10 — калиевых базальтов-трахитов, 11 — трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая, 12 — щелочных базальтоидов и лейцитифиров, 13 — щелочных базальтоидов и феолитов.

«плечах» этих рифтоподобных структур, либо в более узких прогибах, закладывавшихся на консолидированной континентальной коре (как в начале геосинклинального развития, так и после частной инверсии). Параллельно с ростом степени щелочности в породах этих комплексов несколько возрастает доля калия среди щелочей и крайние по щелочности члены приближаются к калиево-натриевым.

Формации калиево-натриевых пород нормальной щелочности типичны для платформ на протяжении всей истории становления этих структур, начиная от эмбриональной стадии, предшествующей образованию чехла, до стадии зрелости. При этом с увеличением зрелости платформ состав базальтов меняется от лейкобазальтового (лейкобазальтовая, липарит-лейкобазальтовая формации) к нормальному мезобазальтовому (базальт-долеритовая формация).

Субщелочные калиево-натриевые формации характерны для многогеосинклинальных зон (имеющих общий с платформой фундамент), срединных массивов, а в пределах платформ — для рифтовых зон, исключая участки интенсивного трогообразования. Кроме того, субщелочные калиево-натриевые комплексы появляются в тех же условиях, что и субщелочные натриевые комплексы, дают постепенные переходы к последним и могут рассматриваться как крайние члены геосинклинальных формаций переменного (в отношении общей щелочности и содержания K_2O) состава. Субщелочная калиевая формация (калиевых базальтов — трахитов) появляется в эвгеосинклинальных прогибах, завершая вулканизм в их пределах, причем тяготеет обычно к частям прогибов, которые имеют основанием края платформ или срединные массивы.

Плутонические (интрузивные) формации гипабиссального типа (габбро-диабазовая, габбро-диорит-плагиогранитовая, габбро-верлитовая), пространственно и генетически тесно связанные с вулканическими, проявляются в тех же типах структур, что и последние.

Плутонические формации, редко обнаруживающие связь с вулканическими (сиенит-габбровая, перидотит-пироксенит-норитовая, габбро-анортозитовая), формируются в относительно устойчивых структурах геантиклинальных поднятий, многогеосинклиналей и реже эвгеосинклинальных срединных массивах и в пределах древних докембрийских щитов.

Группа щелочных формаций (щелочно-габброидных и щелочно-базальтоидных) имеет более ограниченный диапазон распространения. Эти формации проявляются только в консолидированных структурах складчатых областей и на платформах. При этом хотя формации калиевого и натриевого типа щелочности проявляются часто совместно, можно отметить предпочтительное распространение первых в структурах более

длительной консолидации (на щитах) и связь их с разломами более глубокого заложения.

Таким образом, представление о возрастании щелочности формаций с ослаблением подвижности областей магматизма имеет много несоответствий, особенно если попытаться сравнивать столь крупные структуры, как подвижные области и платформы. Более четкая корреляция существует между степенью щелочности магматических формаций и масштабом их проявления, который определяется объемом формации с учетом длительности процесса ее образования и является единственным прямым признаком, отражающим интенсивность процесса плавления в очагах генерации магм. В самом грубом приближении он может быть оценен по трехбалльной шкале. Относительно большим масштабом проявления характеризуются базальт-долеритовая, натриевых базальтов и андезит-базальтовая формации, занимающие площади сотни и тысячи квадратных километров, малым — трахилипарит-трахибазальтовая и все формации щелочной группы; для остальных формаций масштабы распространения средние. Установлено, что с уменьшением объема формаций повышается их щелочность. В частности, принятое деление подвижных областей в зависимости от масштабов магматизма на эв- и миогеосинклинальные зоны совпадает с делением на зоны преимущественного развития нормальных по щелочности и щелочных (субщелочных) формаций [491, 495].

Для плутонических формаций в целом характерны значительно меньшие масштабы распространения, и поэтому роль этого фактора не выступает с такой отчетливостью. Так, плутоническим формациям габброидов нормальной щелочности свойственны дайковые, силловые и лополитообразные (воронкообразные) тела, площадь которых варьирует от единиц квадратных метров до десятков, реже сотен квадратных километров; только массивы анортозитовой формации достигают по площади тысяч квадратных километров. В группе щелочно-габброидных и щелочно-базальтоидных формаций отдельные тела характеризуются всегда небольшими размерами, в редких случаях площадь их достигает десятков квадратных километров.

Для вулканических и плутонических формаций важным фактором степени и типа щелочности пород является также длительность эволюции магматических расплавов, о чем свидетельствует появление щелочных пород в качестве поздних членов среди базальтовых и габброидных формаций нормальной щелочности и проявление самостоятельных ассоциаций щелочных пород в структурах длительной стабилизации.

Резюмируя изложенное, можно заключить, что вариации степени и типа щелочности магматических ассоциаций, определяющие возможность выделения среди них различных групп и

подгрупп формаций, связаны с неодинаковыми условиями генерации исходных магм (p — T -условиями и степенью плавления, составом субстрата). Большое давление (большая глубина генерации расплавов) и более низкая степень плавления обуславливают появление трахибазальтовых и щелочно-базальтоидных магм [135, 285, 288, 289]. Генерация последних в подвижных областях совпадает либо с началом геосинклинального режима, либо с самым концом его, когда более полное плавление вещества мантии (с выплавлением толентовых базальтов) сменяется в связи с уменьшением притока тепловой энергии частичным и менее энергоемким плавлением, приводящим к появлению лишь небольших объемов магм.

Обращаясь к петрохимическим и геохимическим особенностям формаций пород повышенной щелочности и щелочных, можно увидеть их соответствие предполагаемой модели. Большая глубина генерации и менее значительные масштабы плавления являются важнейшими условиями появления свойственных этим формациям пород: сильно недосыщенных кремнеземом, с высоким содержанием некогерентных элементов и высокими отношениями Zr/Ti , Rb/K [135, 663—665].

Тип щелочности формаций определяется несколькими независимыми факторами. Для формаций пород нормальной щелочности и субщелочных установлено, что породы натриевого типа проявляются в зонах, где можно предположить существование коры океанического типа (формации натриевых базальтов, натриевых базальтов—липаритов), тогда как появление калиево-натриевых формаций совпадает с увеличением мощности континентальной коры (липарит-лейкобазальтовая, лейкобазальтовая, базальт-долеритовая формации). Формирование высококалиевых пород формации калиевых базальтов—трахитов, которая всюду с постепенными переходами следует за андезит-базальтовой формацией и сходна с нею по ряду геохимических признаков (низкому содержанию Ti , Zn , Nb и др.), можно связать с высокой степенью фракционирования известково-щелочной базальтовой магмы в условиях коры. Для формаций щелочной группы колебания калиево-натриевого отношения могут быть связаны либо с латеральной неоднородностью мантии, либо с различием термодинамических условий плавления; при этом натриевые ассоциации являются менее глубинными, генерируемыми выше уровня устойчивости жадеита [663].

Термодинамическая обстановка на уровне становления щелочно-базальтоидных, щелочно-габброидных комплексов натриевого и калиевого рядов была, видимо, также несколько различной. Об этом свидетельствуют исследования температур гомогенизации и агрегатного состояния включений в порфиروهых вкрапленниках щелочных базальтов и в минералах из интрузивных щелочно-габброидных комплексов; нижний предел кристаллизации вкрапленников щелочных базальтоидов натриевого

ряда не ниже 1210°C — для плагиоклаза, 1220°C — для пироксена и 1200°C — для оливина [267].

Наряду со степенью и типом щелочности важным признаком состава формаций рассматриваемого семейства является степень лейкократовости (глиноземистости) базитов. Этот признак также имеет важный тектонический смысл, четко разделяя формации платформ и подвижных областей.

Относительно высокая меланократовость и магнезиальность базальтов базальт-долеритовой формации платформ и возрастание этих параметров с увеличением относительного возраста платформ указывают на то, что, с одной стороны, базальты являются, скорее всего, продуктом полного плавления субстрата, а с другой — на продолжающийся, хотя и в ослабленном виде, под древними платформами процесс дифференциации вещества глубинных оболочек и постепенное истощение мантийного субстрата легкоплавкими компонентами [343].

Рассмотрим различия условий проявления формаций, неодинаковых по строению. Классы формаций, выделяемые по признаку строения (т. е. классы вулканических, вулкано-интрузивных и плутонических формаций), различаются между собой главным образом уровнями становления. Обычно близкие по составу формации разных классов проявляются синхронно в единых зонах и образуют вертикальные формационные ряды. Вулканические (и интрузивно-вулканические) формации, в свою очередь, разделяются по конституционному строению на два подкласса: 1) однородных и контрастно дифференцированных, 2) последовательно дифференцированных. Формации обоих подклассов проявляются часто в одних и тех же структурах, неоднократно сменяя друг друга во времени. Смена формаций совпадает, как правило, с изменениями тектонического режима [490].

Для однородных или резко контрастных по строению формаций, при всем разнообразии структурной обстановки их проявления, общим является связь с режимом преимущественного растяжения, часто сопровождаемого разрывом сплошности коры. Такой режим уверенно восстанавливается по трещинному типу извержений и наличию синхронных вулканизму зон разломов, часто фиксируемых роями даек. Условия растяжения реализуются в различной геологической ситуации в связи с заложением зон погружения разного типа: в геосинклинальных условиях при формировании эв- (формация натриевых базальтов) и миогеосинклинальных (трахибазальтовая и габбро-диабазовая формации) прогибов, на орогенной стадии в зонах передовых прогибов (лейкобазальтовая формация), после завершения складчатости в связи с развитием рифтов (липарит-лейкобазальтовая, лейкобазальтовая, трахибазальтовая формации) и, наконец, в условиях платформ при заложении синеклиз (базальт-долеритовая формация). С комплексов этих формаций

часто начинается развитие магматизма в пределах региона или они появляются после больших амагматичных промежутков, а также после длительного развития корового салического магматизма (лейкобазальтовая). При этом они проявляются обычно в огромных масштабах, как правило, внезапно, что может свидетельствовать о столь же внезапном появлении очагов магнообразования.

Существенных различий в тектонических условиях проявления однородных и контрастных формаций установить не удается. Как и в геосинклинальных, так и в орогенных условиях контрастные формации занимают во времени промежуточное положение между однородными и последовательно дифференцированными; это может указывать на переходный (промежуточный) характер тектонических условий, сопутствующих появлению контрастных формаций. Весьма отчетливой является связь геосинклинальных контрастных формаций с участками, где предполагается наличие сиалической коры, интенсивно вовлекаемой в плавление [575].

Формации, последовательно дифференцированные по строению, также проявляются в геосинклинальных и орогенных условиях. В первом случае они отмечаются впервые в связи с возрастанием дифференцированности движений и формируются при этом синхронно с однородными и контрастными формациями, но в других зонах: либо в унаследованных относительных поднятиях (базальт-андезит-липаритовая), либо в осевых частях зон погружения, которые становятся впоследствии центрами зарождения инверсионных поднятий (андезит-базальтовая), либо, наконец, в краевых частях примыкающих к прогибам срединных массивов (калиевых базальтов — трахитов). Можно думать, что в таких участках возникают напряжения сжатия, компенсирующие растяжение в соседних зонах. Более широкое развитие формации этого подкласса получают в связи с началом общего воздымания в геосинклиналях и сжатия, фиксируемого образованием пологих складок, взбросово-надвиговых структур. В это же время возникает и базальт-андезитовая формация существенно салическо-мафического состава, относящаяся по строению к тому же подклассу.

В связи с орогенным режимом последовательно дифференцированные формации (в том числе андезитовая и трахитовая мафическо-салического семейства) еще более широко развиты, сменяясь после завершения складчатости и с началом консолидации контрастными и однородными (лейкобазальтовой, липарит-лейкобазальтовой) формациями.

В условиях платформ последовательно дифференцированные формации проявляются на фоне общего воздымания либо на щитах, либо в рифтовых зонах на стадии сводовых поднятий, предшествующих грабенообразованию, либо в краевых частях платформ в период горообразования в примыкающей подвижной

области. При этом для щитов характерны формации с фонолитами и лейцитофирами в качестве салических членов (щелочных базальтоидов — фонолитов, щелочных базальтоидов — лейцитофиров), тогда как в более мобильных частях платформ появляются формации, в которых щелочность по мере роста саличности убывает (трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация). Последние еще более характерны для орогенных и миогеосинклинальных условий.

Для объяснения причин появления вулканических формаций с неодинаковым типом строения важно учесть их некоторые фациальные, петрографические и геохимические различия.

Однородные и контрастные вулканические формации принадлежат преимущественно продуктам вулканов трещинного типа и картируются в виде выдержанных по простиранию поясов или плато. Ведущими фациями для них являются лавовые покровы, силлы, дайки, часто образующие рои. Эти формации лишены мезоабиссальных интрузивных комагматов. В базальтах формаций этого типа обычны афировая, реже сериально-микропорфировая структура, нахождение рудного минерала преимущественно в мезостазисе, что связано с его поздней кристаллизацией. Плагноклаз и клинопироксен в нормальных по щелочности породах имеют офитовые соотношения, с повышением щелочности идиоморфизм последнего увеличивается. Контрастные формации отличаются от однородных несколько более высокой ролью пирокластических фаций, присутствием реликтов вулканов центрального типа (обычно завершающих становление формаций), более широким развитием порфировых структур пород.

Последовательно дифференцированные формации характеризуются пестротой фациального облика, причем набор и соотношения фаций позволяют говорить о связи их с вулканами центрального типа. Эти формации представлены преимущественно вулканогенно-обломочными породами и субвулканическими телами в виде штоков и куполов. Характерна связь вулканических формаций с комагматичными интрузивными формациями.

Породы последовательно дифференцированных формаций чаще имеют порфировую структуру, причем вкрапленники по размеру (до 5—10 мм) обычно в сотни раз превышают микролиты основной массы. Характерно более раннее (чем в афировых базальтах) начало кристаллизации магнетита, часто образующего обильные включения во вкрапленниках пироксена и оливина. Окончание кристаллизации магнетита зависит от щелочности пород и при ее возрастании доходит до кристаллизации основной массы. Пироксен в базальтах этих формаций начинает выделяться раньше плагноклаза, лишь для вкрапленников нормальных по щелочности пород можно допустить одновременную кристаллизацию обоих минералов.

Набор минеральных видов в базальтах увеличивается как при переходе от однородных и контрастных формаций к последовательно дифференцированным, так и при возрастании щелочности формаций. К типичным минералам афировых базальтов нормального ряда — плагиоклазу, клинопироксену и магнетиту — в первом случае присоединяются ромбический пироксен, роговая обманка (обыкновенная), во втором — роговая обманка (щелочная), биотит, щелочные полевые шпаты, анальцит, фельдшпатоиды. Оливин может присутствовать в базальтах различной щелочности, причем вероятность его появления определяется совокупным влиянием содержания MgO и щелочности; при равном количестве MgO более щелочные базальты реже содержат оливин, вместо которого кристаллизуется бедный SiO_2 авгит.

Клинопироксены афировых и порфировых базальтов различаются более высоким содержанием в первых клиноэнстатит-клиноферросилитового компонента (и соответственно более высоким содержанием FeO , MgO и низким CaO) и более высокими коэффициентами концентрации TiO_2 , что свидетельствует о более высокой температуре их кристаллизации.

Более высокая окисленность железа в клинопироксенах порфировых базальтов по сравнению с афировыми может свидетельствовать о более низкой фугитивности кислорода в последних [493].

Главнейшие различия в петрохимических особенностях вулканических формаций, используемые для их систематики, достаточно четко видны из табл. 1. Наиболее существенные из них относятся к конституционному строению формаций. Формации, отнесенные к разным подклассам, различаются характером распределения составов по SiO_2 и тенденциями в согласованных вариациях содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , ΣFe , щелочей. В однородных и контрастных формациях ведущим является «феннеровский» тренд, выражающийся в том, что рост ΣFe сопровождается падением Al_2O_3 и MgO на фоне почти неизмененного содержания SiO_2 . В последовательно дифференцированных формациях обычно проявлен «боуэновский» тренд: рост Al_2O_3 и щелочей, падение ΣFe и MgO при росте SiO_2 .

С повышением щелочности пород (в трахибазальтовой, трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формациях) рост содержаний железа в феннеровских сериях происходит в основном за счет Fe_2O_3 , при этом темп накопления суммарного железа по сравнению с нормальными базальтами уменьшается, а титана — увеличивается, вследствие чего в щелочных членах щелочных формаций содержание TiO_2 часто соответствует базальтовому уровню. Боуэновский тренд в формациях повышенной щелочности и щелочных характеризуется тем, что рост SiO_2 и Al_2O_3 в базальтовом интервале составов происходит при почти неизменном содержании Fe_2O_3 и TiO_2 .

Таким образом, с повышением щелочности различия феннеровского и боуэновского трендов нивелируются и заключаются в основном в противоположных тенденциях поведения Al_2O_3 . Последовательно дифференцированные формации отличаются более высоким содержанием Al_2O_3 во всех интервалах составов (особенно в мафическо-салических членах), более низкими содержаниями ΣFe и отношениями FeO/Fe_2O_3 , $\Sigma Fe/CaO$, $\Sigma Fe/MgO$ и $\Sigma Fe/Al_2O_3$. Эти тенденции проявляются в породах различной основности и определяют принадлежность формаций к феннеровским или боуэновским сериям. В рамках каждого подкласса формаций с возрастанием щелочности FeO/Fe_2O_3 падает, а $\Sigma Fe/(MgO + \Sigma Fe)$ растет. На фоне этих закономерностей отмечается, что формации однородные и «контрастные» по сравнению с последовательно дифференцированными характеризуются меньшим диапазоном колебаний содержания в породах титана, калия и других некогерентных элементов.

Подводя итог перечисленным различиям между базальтовыми формациями неодинакового строения, можно заключить, что строение формаций в большей степени зависит от условий продвижения магмы к поверхности и содержания в ней летучих компонентов. Однородные вулканические формации образуются в условиях большой проницаемости коры и связаны с относительно «сухими» магмами, что способствует быстрому подъему их к поверхности в перегретом состоянии, минуя процессы сколько-нибудь значительной дифференциации или взаимодействия с окружающими породами. Такой вывод находит подтверждение в относительном однообразии состава базальтов, близости их к «примитивным» базальтам океанов, в умеренном и относительно «ровном» содержании некогерентных элементов (Ti, K, Zr, Rb и др.), относительно низкой глиноземистости базальтов (связанной с котектическим плавлением в «сухих» условиях), преимущественно натриевом и калиевонатриевом типе щелочности (в связи с низким содержанием K_2O), низкой степени окисленности железа. Явления дифференциации происходили только в подводящих каналах и *in situ*, причем условия низкого общего и водного давления, когда устойчивыми фазами ликвидуса становятся оливин и плагиоклаз [135], могли привести к дифференциации феннеровского типа [418], что в действительности и наблюдается.

Тепловой режим и уровень магмообразования в областях проявления формаций этого типа были, по-видимому, различны. Из продуктов новейшего вулканизма к формациям того же класса могут быть отнесены как базальты срединно-океанических хребтов, характеризующихся максимальным тепловым потоком, так и базальты океанических плит с низкой тепловой энергией [511]. Различна была и интенсивность процессов плавления, если судить о ней по масштабам развития формаций. Для формаций натриевых базальтов и трахибазальтовой воп-

рос о глубине генерации магм можно решать по аналогии с областями молодого вулканизма [511]. Из этих данных следует, что трахибазальтовая формация, образующаяся в миогеосинклиналях или при заложении эвгеосинклиналей, связана с большей глубиной генерации магм, чем формация натриевых базальтов; степень плавления для последней была значительно более высокой.

Важным для рассматриваемого класса является вопрос о происхождении салических пород в составе базальтовых формаций. Присущая этому классу дифференциация «феннеровского» типа привела к образованию небольшого объема мафическо-салических (исландиты) и салических (железистые липариты) пород в составе рассматриваемых формаций. Однако большие объемы липаритов нормальной железистости, ассоциирующих с базальтами в составе «контрастных» формаций, связаны, по-видимому, с палингенным плавлением гранитной коры [63, 266, 460, 575].

Для последовательно дифференцированных формаций общим в их происхождении является относительно медленный подъем магм к поверхности, приводящий к их дифференциации и большому разнообразию состава. В условиях геосинклинальных областей эти формации (базальт-андезит-липаритовая, андезит-базальтовая, калиевых базальтов—трахитов) следуют без перерыва за формациями натриевых базальтов, причем преемственность, или направленное постепенное изменение главных свойств последовательно появляющихся формаций, позволяет предположить, что изменение их состава и строения связано не с резким перемещением очагов плавления или неоднородностью состава субстрата, а с постепенным изменением либо p - T -условий плавления, либо условий прохождения магмы к поверхности. Появление этих формаций в связи со сменой режима прогибания и расширения на режим бокового сжатия и воздымания должно было привести к замедлению движения магмы. Кроме того, в соответствии с моделью тепловой истории геосинклиналей [511] следует предположить, что появление последовательно дифференцированных формаций в геосинклиналях связано с подъемом геозотерм и уровня магмообразования (по сравнению с формациями натриевых базальтов и натриевых базальтов—липаритов)*.

Наконец, третье важное условие образования формаций этого подкласса, вытекающее из анализа их фациальных и петрографических особенностей,— связь их с магмами, богатыми летучими компонентами. Причины обогащения магм летучими пока недостаточно ясны. С позиции тектоники плит оно может

* Отождествление формации натриевых базальтов с ассоциациями срединно-океанических хребтов, а андезит-базальтовой — островных вулканов приводит к противоположному выводу.

быть связано с «засасыванием» в мантию высоководного материала океанической коры. Однако можно полагать, что само замедление движения магмы должно было привести к поглощению ею легкоплавких, а также «некогерентных» компонентов из окружающих пород.

Действие летучих компонентов на поднимающуюся магму противоречиво: с одной стороны, они «разжижают» магму, что увеличивает ее подвижность, с другой — снятие давления в присутствии летучих вызывает начало кристаллизации магмы [30, 584]. Особенно сильно влияние снятия давления на температуру ликвидуса как для базальтов, так и для андезитов сказывается вблизи поверхности ($p \leq 1$ кбар). По-видимому, именно на этих уровнях магма «застревала» и либо полностью кристаллизовалась, давая субвулканические тела и интрузии малых глубин, столь характерные для рассматриваемых формаций, либо «вскипала» и выбрасывалась на поверхность, давая не менее характерные для этих формаций пирокластические накопления. С этими уровнями связано и образование вкрапленников, определяющих порфиновый облик пород.

Обращаясь к петрохимическим и геохимическим особенностям последовательно дифференцированных формаций геосинклиналей, можно найти в них соответствие тем построениям, которые вытекают из геологических и петрографических данных. С уменьшением глубины плавления можно связать отмечаемое для этих формаций по сравнению с однородными и контрастными возрастание кремнеземистости и глиноземистости базальтов, понижение их титанистости и железистости [33]. Повышение содержания летучих, определяя появление в фазах ликвидуса амфибола, биотита, железо-титановых окислов и расширение поля кристаллизации пироксена относительно плагиоклаза, должно еще более усиливать значение тех же признаков. Кроме того, присутствие в качестве минералов ликвидуса амфибола и биотита, обладающих повышенной «емкостью» по отношению к титану, цирконию, рубидию и ряду других элементов, может объяснить главнейшую особенность геохимии этих формаций: исключительно низкое содержание «некогерентных» элементов, особенно титана, циркония. С высоким содержанием летучих (воды) можно связать и «боуэновский» тип дифференцированности, свойственный формациям рассматриваемого подкласса.

Для класса плутонических формаций в отличие от вулканических одной из главных причин разнообразия их строения является форма проявления и глубинность становления.

Однородное строение в интрузивных формациях обусловлено прежде всего формой их проявления (дайки, силлы) и гипабиссальным уровнем становления, способствующими быстрому охлаждению и слабому проявлению дифференциации. Характер размещения тел, образующих пучки расходящихся даек в верх-

них частях миогеосинклиналей или срединных массивов, свидетельствует об условиях растяжения. Интрузивные формации со сложным строением, являющиеся наиболее распространенными, формируются на разных глубинах (свыше 3—4 км) в условиях жесткой и относительно холодной рамы. На это указывают интенсивность проявления кристаллизационной и гравитационной дифференциации, с одной стороны, и явления переохлаждения расплавов в эндоконтактных зонах массивов — с другой.

Тектонические условия становления габбро-верлитовой формации свидетельствуют о двух тенденциях в этот период: растяжения и сжатия, хотя и проявляющихся с разной интенсивностью [536]. Это обстоятельство нашло выражение прежде всего в строении этой формации и наличии слабо проявленных складчатых дислокаций во вмещающих осадочно-вулканогенных толщах. Важными признаками формаций сложного строения (сиенит-габбровой, перидотит-пироксенит-норитовой) являются полно проявленная дифференциация и ритмичная расслоенность. Расслоенность выражается в ритмичной повторяемости слоев пород одинакового состава; внутри ритмов отмечается постепенная смена пород от существенно ультрамафитового состава до габброидного. Наряду с этим отмечается скрытая неоднородность (скрытая расслоенность), выражающаяся в закономерном изменении состава породообразующих минералов (оливинов, пироксенов, плагиоклазов). Таким образом, равновесный характер минеральных парагенезисов отдельных слоев расслоенной серии и значительная их мощность свидетельствуют о глубинах формирования интрузий (свыше 4 км); косвенным подтверждением этому служит отсутствие видимой связи расслоенных плутонов с эффузивными образованиями.

Наряду с такими крайними представителями двух типов строения известны габброидные формации, характеризующиеся прерывистым (многофазным) строением, обусловленным последовательным внедрением расплава разного состава или прерывистым характером метасоматического процесса. Спецификой габброидных формаций этого типа строения является в общем близкий состав различных фаз, что подчеркивается наличием дифференциационных серий пород, крайние члены которых в разных фазах отвечают породам близкого или идентичного состава. Габбро-верлитовая формация, обнаруживающая черты сходства с формациями расслоенных интрузий, ближе всего отвечает этому типу; в ее строении участвуют ультрамафиты (оливиниты—верлиты—клинопироксениты) и габбро (меланогаббро, габбро и лейкогаббро), которые образуют прерывистые группы, отличаясь в то же время непрерывным распределением главных породообразующих элементов (рис. 60). Для массивов щелочно-габброидных комплексов натриевой специфики характерен также широкий диапазон условий кристаллизации последовательно внедрившихся расплавов, конечные члены которых

представлены щелочными и нефелиновыми породами. Для них отмечается концентрически зональное строение, линейно ориентированные текстуры и мезоабиссальные условия становления. Ассоциация с близкими по составу вулканическими образованиями отмечается редко. Формация щелочных габброидов калиевого ряда, напротив, часто образует сложные вулкано-интрузивные комплексы, обычно с многократным внедрением расплава с повышающейся щелочностью.

В группе габброидных формаций нормальной щелочности серии составляющих их пород довольно однообразны. Они представлены породами, состоящими из оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза, образующих различные сочетания вплоть до анхимономинеральных. Наиболее полные серии этих пород могут наблюдаться только в дифференцированных, ритмично расслоенных интрузиях значительных размеров, с явно выраженной дифференциацией расплава в камере. В массивах отмечается закономерное изменение состава главных породообразующих минералов — клинопироксенов; уменьшается содержание магния, никеля, кобальта, хрома, увеличивается — титана, железа, натрия. В оливинитах, верлитах увеличиваются общая железистость пород, Ti/Mg .

В расслоенных интрузиях наблюдается полосчатое псевдостратифицированное строение, выраженное чередованием слоев пород различного состава, образовавшихся в итоге кумулятивного процесса (аккумуляции кристаллов по мере их возникновения) в замкнутых интрузивных камерах базальтовой магмы. При этом ассоциации минералов, последовательно образующихся по мере охлаждения магматического расплава, сохраняются на месте их осаждения в виде согласных чередующихся слоев — главных элементов магматической расслоенности.

Конституционное строение формаций находит отражение и в характере изменения главных петрогенных элементов, что, в частности, хорошо наблюдается на их соотношении с коэффициентом фракционирования $[(FeO + Fe_2O_3)/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)] \cdot 100 = F$.

Для габброидных плутонических формаций нормальной щелочности характерна эволюция базальтовой магмы с различными диапазонами дифференцированных рядов, направленностью и степенью ее кристаллизационного фракционирования. Иллюстрацией этому могут служить вариационные диаграммы (рис. 69), выявляющие прежде всего различия в характере дифференцированности серий пород формаций, становление которых происходит на разных глубинах. Для гипабиссальных комплексов устанавливается незначительный диапазон дифференцированности в условиях быстрого охлаждения и отсутствия взаимодействия расплава с холодными окружающими массами. Эта серия пород отражает только раннюю часть процесса полно проявленного в дифференцированных и расслоенных

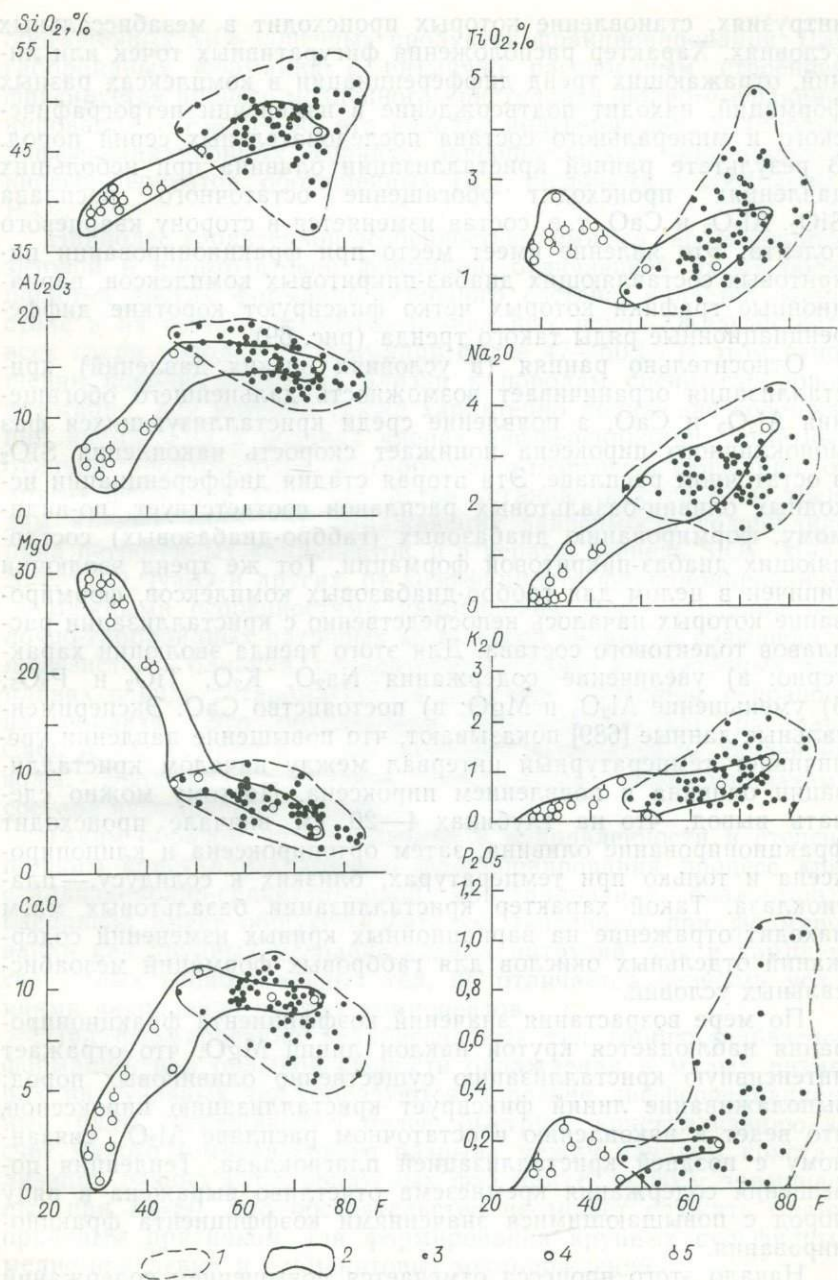


Рис. 69. Соотношение главных петрогенных элементов и значения коэффициента фракционирования.

Поля состава пород формаций: 1 — габбро-диабазовой, 2 — диабаз-пикритовой формации; 3 — габбро-диабазы, диабазы

габбро-диабазовой формации; 4 — габбро-диабазы, диабаз-пикритовой формации; 5 — пикриты диабаз-пикритовой формации.

интрузиях, становление которых происходит в мезабиссальных условиях. Характер расположения фигуративных точек или линий, отражающих тренд дифференциации в комплексах разных формаций, находит подтверждение в изменении петрографического и минерального состава последовательных серий пород. В результате ранней кристаллизации оливина при небольших давлениях происходит обогащение остаточного расплава SiO_2 , Al_2O_3 и CaO , т. е. состав изменяется в сторону кварцевого толеита. Это явление имеет место при фракционировании пикритовых составляющих диабаз-пикритовых комплексов, вариационные графики которых четко фиксируют короткие дифференциационные ряды такого тренда (рис. 69).

Относительно ранняя (в условиях низких давлений) кристаллизация ограничивает возможность дальнейшего обогащения Al_2O_3 и CaO , а появление среди кристаллизующихся фаз моноклинного пироксена понижает скорость накопления SiO_2 в остаточном расплаве. Эта вторая стадия дифференциации исходных оливин-базальтовых расплавов соответствует, по-видимому, формированию диабазовых (габбро-диабазовых) составляющих диабаз-пикритовой формации. Тот же тренд эволюции типичен в целом для габбро-диабазовых комплексов, формирование которых началось непосредственно с кристаллизации расплавов толеитового состава. Для этого тренда эволюции характерно: а) увеличение содержания Na_2O , K_2O , TiO_2 и P_2O_5 ; б) уменьшение Al_2O_3 и MgO ; в) постоянство CaO . Экспериментальные данные [689] показывают, что повышение давления увеличивает температурный интервал между началом кристаллизации оливина и появлением пироксена. Поэтому можно сделать вывод, что на глубинах 4—20 км вначале происходит фракционирование оливина, затем ортопироксена и клинопироксена и только при температурах, близких к солидусу, — плагиоклаза. Такой характер кристаллизации базальтовых магм находит отражение на вариационных кривых изменений содержаний отдельных окислов для габбровых формаций мезоабиссальных условий.

По мере возрастания значений коэффициента фракционирования наблюдается крутой наклон линий MgO , что отражает интенсивную кристаллизацию существенно оливиновых пород; выполаживание линий фиксирует кристаллизацию пироксенов, что ведет к накоплению в остаточном расплаве Al_2O_3 , связанному с поздней кристаллизацией плагиоклаза. Тенденция повышения содержания кремнезема отчетливо выражена в ряду пород с повышающимися значениями коэффициента фракционирования.

Начало этого процесса отмечается повышением содержаний кремнезема, затем появление клинопироксена ограничивает это возрастание, и только при $F > 80$ снова отмечается крутой подъем вариационной кривой, фиксирующей формирование

обогащенных SiO_2 конечных продуктов фракционирования. Для габброидных формаций с ритмично расслоенным строением фиксируется процесс медленного кристаллизационного фракционирования, с $F = 15 \div 90$; это находит подтверждение в длинных дифференциационных сериях, завершающихся образованием кислых дериватов, обогащенных TiO_2 , щелочами и обедненных P_2O_5 .

Наиболее характерной особенностью химизма габбро-анортозитовой и анортозитовой формаций, отличающей их от большинства других формаций основного состава, является отсутствие в их составе высокомагнезиальных пород. Железистость всех групп пород этих формаций более 47—50%. В этом отношении породы формаций близки к породам сиенит-габбровой формации, для которой также характерно понижение содержания кремнезема в поздних членах дифференциации. Заметные отличия анортозитовой и габбро-анортозитовой формации от других формаций этого семейства устанавливаются и по трендам кривых (рис. 70), отражающих зависимость содержания ряда петрогенных компонентов, и в первую очередь SiO_2 , Al_2O_3 , ΣFe , CaO , Na_2O и других, от коэффициента фракционирования.

Важными особенностями направления кристаллизации щелочно-габброидных натровых комплексов являются повышенная железистость оливина, концентрация железа в остаточных расплавах в виде титаномагнетита и раннее выделение основного плагиоклаза. Это обусловлено пересыщенностью расплава CaO , Al_2O_3 , суммой окислов железа и парциальным давлением воды. Эволюция расплавов завершается дифференциатами состава нефелиновых сиенитов.

Таким образом, при различиях в направленности и степени полного кристаллизационного фракционирования процесс кристаллизационно-гравитационной кристаллизации базальтовых расплавов имеет общую толеитовую тенденцию при формировании как крупных мезоабиссальных интрузий, так и комплексов малых гипабиссальных тел, но отличается разными условиями накопления рудных компонентов.

При формировании гипабиссальных тел габбро-диабазовой формации, при большой скорости охлаждения и малых размерах интрузивных тел, образуются короткие дифференциационные ряды, отражающие более быструю кристаллизацию за счет малого температурного разрыва между началом кристаллизации разных субликвидусных фаз при $F > 50$ и завершенные при $F = 80$. Это обстоятельство не может служить благоприятным признаком для формирования крупных сульфидных медно-никелевых и ильменитовых месторождений.

Присутствие в ряде комплексов рассеянной эпигенетической сульфидной вкрапленности, иногда до образования шлиров, едва ли может рассматриваться как критерий возможной промышленной их рудоносности. Металлогенетическая специализация

комплексов перидотит-пироксенитовой и сиенит-габбровой формации характеризуется исключительным постоянством и определяется типом дифференциации, который преобладал при становлении той или иной интрузии или ее части.

Бушвелдский тип дифференциации, с последовательным уменьшением основности плагиоклаза и умеренным повышением железистости темноцветных минералов в разрезе интрузии (снизу вверх), типичен для интрузий, специализированных на сульфидно-медно-никелевое оруденение и нередко хромитовую или платиновую минерализацию (мончегорский, златогорский и другие комплексы).

Скергардский тип дифференциации отличается резким повышением железистости фемических минералов вверх по разрезу интрузий при умеренном понижении основности плагиоклазов. Этот тип дифференциации наблюдается в интрузиях, несущих титаномагнетитовую минерализацию (булжинский, цагинский и другие комплексы). Для сиенит-габбровой формации также характерен скергардский тип дифференциации, титаномагнетитовое и апатитовое оруденение, обусловленное повышенным содержанием фосфора, титана и железа, накапливающихся в остаточных расплавах.

Изложенные выше материалы по геолого-петрографической характеристике диабаз-пикритовой формации, в частности особенности состава и структуры пикритов, типичные для кумулятивных существенно оливиновых сегрегаций в базальтовых магмах, взаимоотношения пикритов с другими членами диабаз-пикритовой ассоциации, позволяют полагать, что основное значение в формировании последней имел кумулятивный процесс. Он, вероятно, начался еще в условиях медленного охлаждения во время подъема магмы или в некоторых промежуточных очагах и продолжался при внедрении легкоподвижных базальтовых расплавов, содержащих уже взвешенные кристаллы оливина и растекавшихся по плоскостям отслоения осадочных или метаморфических толщ с образованием трещинных дайкоподобных интрузий и согласных интрузивных залежей (силлов). В результате кумуляции высокотемпературных субликвидусных минералов (оливина, пироксена) происходила сегрегация ультрамафитовых (пикритовых, пикрит-диабазовых) тел в основании дифференцированных существенно диабазовых силлов.

Очевидно, что исходные расплавы при этом должны были быть более основными (во всяком случае содержать значительное количество нормативного оливина), чем обычные для габбро-диабазовых или эквивалентных им по составу базальтовых ассоциаций. Кроме того, из промежуточных очагов при тангенциальных тектонических движениях могли быть выжаты по разломам отдельные порции в различной степени дифференцированной базальтовой магмы с большим или меньшим количеством субликвидусных фаз. Таким путем могли возникнуть

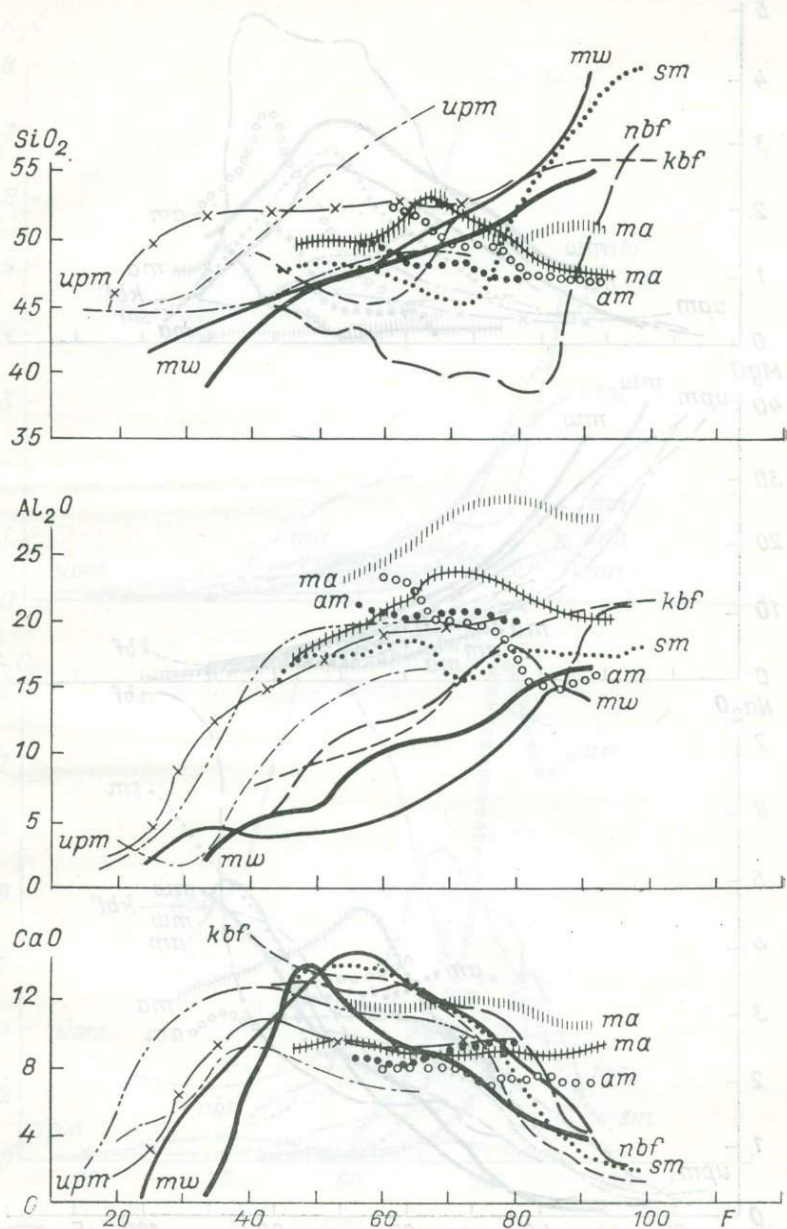
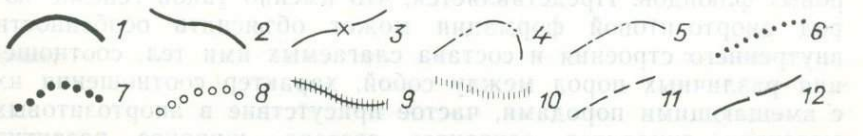
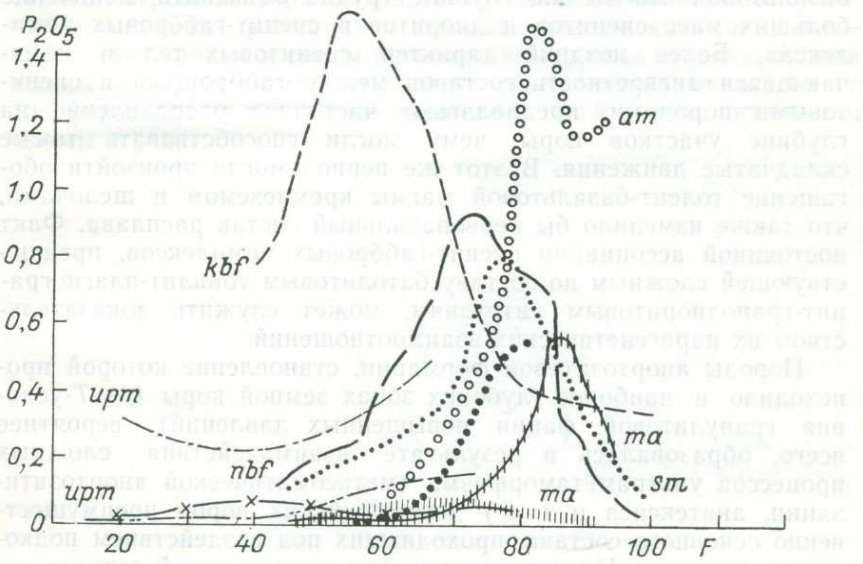
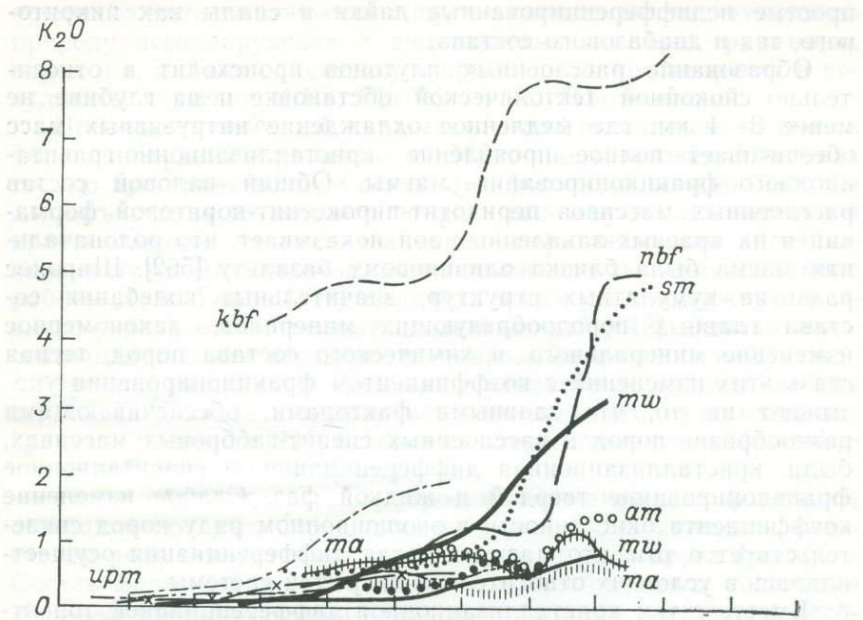


Рис. 70. Соотношение главных петрогенных элементов и значений коэффициента фракционирования комплексов формации мафического семейства (см. продолжение на с. 314—315).



простые недифференцированные дайки и силлы как пикритового, так и диабазового состава.

Образование расслоенных плутонов происходит в относительно спокойной тектонической обстановке и на глубине не менее 3—4 км, где медленное охлаждение интрузивных масс обеспечивает полное проявление кристаллизационно-гравитационного фракционирования магмы. Общий валовой состав расслоенных массивов перидотит-пироксенит-норитовой формации и их краевых закаленных зон показывает, что родоначальная магма была близка оливиновому базальту [562]. Широкое развитие кумулятных структур, значительные колебания состава главных породообразующих минералов, закономерное изменение минерального и химического состава пород, тесная связь этих изменений с коэффициентом фракционирования указывают на то, что главными факторами, обеспечивающими разнообразие пород в расслоенных сиенит-габбровых массивах, были кристаллизационная дифференциация и гравитационное фракционирование твердой и жидкой фаз. Слабое изменение коэффициента окисленности в эволюционном ряду пород свидетельствует о том, что магматическая дифференциация осуществлялась в условиях относительно закрытой системы.

Вместе с тем кристаллизационной дифференциацией толеит-базальтовой магмы на глубине трудно объяснить появление больших масс сиенитов и диоритов в сиенит-габбровых комплексах. Более поздний характер сиенитовых тел и наметочающаяся дискретность составов между габбровыми и сиенитовыми породами предполагают частичное расплавление на глубине участков коры, чему могли способствовать также складчатые движения. В этот же период могло произойти обогащение толеит-базальтовой магмы кремнеземом и щелочами, что также изменило бы первоначальный состав расплава. Факт постоянной ассоциации сиенит-габбровых комплексов, предшествующей сложным по составу батолитовым тоналит-плагиогранит-гранодиоритовым интрузиям, может служить доказательством их парагенетических взаимоотношений.

Породы анортозитовой формации, становление которой происходило в наиболее глубоких зонах земной коры (p — T -условия гранулитовой фации повышенных давлений), вероятно всего, образовались в результате взаимодействия сложных процессов ультраметаморфизма (метасоматической анортозитизации, анатексиса и т. п.) докембрийских пород преимущественно основного состава, проходивших под воздействием подкоровых флюидов. Представляется, что именно такой генезис пород анортозитовой формации может объяснить особенности внутреннего строения и состава слагаемых ими тел, соотношения различных пород между собой, характер соотношения их с вмещающими породами, частое присутствие в анортозитовых массивах скиалитов основного состава, широкое развитие

процессов метасоматической анортозитизации, метасоматическую природу ассоциирующих с анортозитами мангерит-гранатовых пород и т. п. Такому генезису в принципе не противоречат и результаты изучения K/Rb , $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{18}O/^{16}O$ -отношений.

Примером устойчивой парагенетической ассоциации являются формации гранитов рапакиви и габбро-анортозитовая. Учитывая тесную пространственную связь этих формаций, можно было бы для объяснения их генезиса принять гипотезу последовательной кристаллизации из расплава кварц-диоритового или андезитового состава. Это гипотеза, опирающаяся на экспериментальные работы Д. Х. Грина [137], получила широкую поддержку и развитие у ряда отечественных исследователей [618]. Однако недостаточная степень изученности природных соотношений между габбро-анортозитами и гранитами рапакиви и наличие весьма серьезных доводов в пользу метасоматического происхождения гранитов рапакиви [298] оставляют вопрос генезисе габбро-анортозитовой формации открытым.

Таким образом, состав и строение магматических формаций, сочетание которых определяет вид последних, являются следствием ряда относительно независимых друг от друга факторов. Состав формаций в наибольшей степени обусловлен условиями p - T -режимов и степенью плавления, составом плавящегося субстрата. Строение формации зависит главным образом от условий становления формаций и способа продвижения магмы к поверхности: уровня и среды размещения, степени взаимодействия магмы с окружающими породами, длительности процессов ее дифференциации как в ходе движения, так и *in situ*, активности магмы и рамы.

18	Группа ультрамафических формаций
19	Дунит-перидотитовая формация (В. Н. Москвина, М. В. Бондарев)
20	Пероксидит-перидотитовая формация (Н. П. Анисимов)
21	Дунит-анортозитовая и габбровая ассоциация (Н. А. Малахов)
22	Группа мезонормо-ультрамафических формаций
23	Формация мезонормомафических шероцитов ультрамафического типа (М. П. Орлов)
24	Кимберлитовая формация (Н. Н. Гордеевский, В. А. Ефремович)
25	Сопоставление ультрамафических формаций и некоторые вопросы их происхождения (В. Н. Москвина, М. П. Орлов)
26	МАФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
27	Группа базальтовых и габбровых формаций
28	Формация натриевых базальтов (М. А. Румянцева)
29	Формация натриевых базальтов — пиперитов (Е. Е. Гершман)
30	Базальт-андезит-пиперитовая формация (Е. Е. Гершман)

Оглавление

Предисловие	3
1 ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ	
(В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румян- цева)	5
Состояние теоретических основ формационных исследований магма- тических образований	—
Объекты формационных исследований. Понятия и термины	8
Границы, объемы и типизация комплексов и формаций	11
Систематика формаций	16
Некоторые вопросы классификации и номенклатуры магматических пород. Номенклатура формаций	20
2 СЕМЕЙСТВО УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ	26
Группа ультрамафитовых формаций	29
Дунит-перидотитовая формация (В. Н. Москалева, М. В. Богидаева, Р. В. Колбанцев)	—
Пироксенит-перидотитовая формация (Н. П. Михайлов)	46
Дунит-пироксенитовая и габбровая ассоциации (И. А. Малахов)	51
Группа щелочно-ультрамафитовых формаций	64
Формация меланонэфелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпа- тоидных габброидов и карбонатитов (М. П. Орлова)	—
Кимберлитовая формация (Н. Н. Сарсадских, В. А. Благулькина)	80
Сопоставление ультрамафических формаций и некоторые вопросы их происхождения (В. Н. Москалева, М. П. Орлова)	87
3 СЕМЕЙСТВО МАФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ	99
Группа базальтовых и габбровых формаций	103
Формация натриевых базальтов (Н. А. Румянцева)	—
Формация натриевых базальтов — липаритов (Е. Е. Порошин)	119
Базальт-андезит-липаритовая формация (Е. Е. Порошин)	136

Андезит-базальтовая формация (Н. А. Румянцева, Н. С. Чурилин, Б. А. Марковский)	149
Формация калиевых базальтов — трахитов (Н. С. Чурилин)	159
Липарит-лейкобазальтовая формация (И. П. Никольская)	171
Трахибазальтовая формация (Н. А. Румянцева)	182
Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация (Н. С. Чурилин, Т. В. Селивановская)	188
Базальт-долеритовая формация (В. Л. Масайтис, В. П. Леднева)	196
Габбро-диабазовая формация (В. Н. Москалева)	212
Анортозитовая формация (В. Н. Мошкин, И. Н. Дагелайская)	218
Перидотит-пироксенит-норитовая формация (Д. М. Орлов)	229
Сиенит-габбровая формация (Д. М. Орлов)	241
Габбро-анортозитовая формация (В. Н. Мошкин)	251
Габбро-верлитовая формация (И. Н. Дагелайская)	257
Диабаз-пикритовая формация (Н. П. Михайлов, Ю. Л. Семенов)	265
Группа щелочно-базальтоидных и щелочно-габброидных формаций	273
Формация щелочных базальтоидов, фонолитов, щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов (М. П. Орлова)	—
Формация щелочных базальтоидов и лейцитифиров, щелочных габброидов, псевдолейцит-нефелиновых сиенитов (М. П. Орлова)	284
Сопоставление мафических формаций и некоторые вопросы их происхождения (Н. А. Румянцева, В. Н. Москалева, В. Н. Мошкин, М. П. Орлова, Д. М. Орлов)	295

18474