МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Щелочные породы



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
Петрографический комитет ОГГГ
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

532,33

Т. 2

Щелочные породы

42 15

Ответственный редактор тома
В.А. КОНОНОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984

Институт Геологических Наук АН Арм.ССР
Фундаментальная библиотека

УДК 552.2

Авторы:
Е.Д. Андреева, В.А. Кононова, Е.В. Свешникова, Р.М. Яшина

Магматические горные породы. Т. 2. М.: Наука, 1984.

Обобщены данные по щелочным породам главнейших щелочных петрографических провинций мира. Проводится анализ закономерностей формирования щелочных пород в истории Земли и их становления в структурах и провинциях. На основе оригинальных материалов дана характеристика главнейших серий щелочных магматических пород, рассмотрены закономерности эволюции состава слагающих их пород, а также специфические особенности породообразующих минералов. Уточнены физико-химические параметры режима формирования щелочных горных пород. Впервые с применением статистического анализа выделены петрогеохимические типы щелочных пород. Анализируются факторы, определяющие многообразие и гетерогенность щелочных пород, в том числе различие щелочных магм, соотношение мантийных и коровых источников вещества, процессы магматической дифференциации и роль вмещающих пород. Показана связь определенных типов месторождений полезных ископаемых с различными сериями щелочных пород. Ил. 122. Табл. 85. Библиогр. 368 назв.

Редакционная коллегия:
О.А. БОГАТИКОВ (главный редактор), **В.А. КОНОНОВА, А.М. БОРСУК, В.И. ГОНЬШАКОВА, В.И. КОВАЛЕНКО, Е.Е. ЛАЗЬКО, Е.В. ШАРКОВ**

Рецензенты:
В.В. АРХАНГЕЛЬСКАЯ, М.А. ОСИПОВ, Е.В. ШАРКОВ

М $\frac{1904020000-444}{042\,(02)-84}$ 199–84–III

© Издательство "Наука", 1984 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Щелочные породы неизменно находятся в центре внимания исследователей. В конце прошлого и начале нашего столетия интерес вызывал их необычный и весьма пестрый состав. Именно в этот период были названы и описаны сотни разновидностей щелочных пород в различных регионах мира. К середине нашего столетия стало очевидно, что все разнообразие щелочных пород обусловлено существованием нескольких исходных магм, возникающих в различных структурах Земли и дающих начало магматическим сериям пород, широко варьирующим по составу в зависимости от условий их формирования. В эти же годы было выявлено, что со многими породами этих серий, в первую очередь с карбонатитами, связаны крупнейшие в мире месторождения фосфора, ниобия, редких земель, флогопита—вермикулита, а также месторождения железа, меди, циркония, тантала, стронция, флюорита и др. В щелочных ультраосновных породах выявляются месторождения ювелирных камней (хризолит, хромдиопсид), а некоторые из щелочных пород (уртиты, сыннириты, миаскиты) оказались важнейшими источниками получения глинозема, калийных удобрений, керамического сырья. Естественно, что практические аспекты использования самих щелочных пород и связанных с ними месторождений привлекли к ним усиленное внимание. Породы, ранее считавшиеся редкими и экзотическими, стали объектами поисков и изучения широкого круга геологов.

Возникли и новые задачи — выяснение характера эволюции щелочного магматизма во времени и пространстве, закономерностей размещения и происхождения щелочных пород, изучение факторов, определяющих их рудоносность, установление новых подходов к их поискам, позволяющих поставить на службу страны колоссальные богатства, заключенные в самих щелочных породах. В последние годы щелочные породы вызвали усиленный интерес и в связи с расшифровкой проблем глубинной петрологии, поскольку стал очевидным мантийный источник происхождения щелочных магматических расплавов.

"Щелочные породы" — это второй том (третья книга) серии монографий "Магматические горные породы". Породы щелочного ряда, как известно, выделяются в каждой группе магматических пород (ультраосновная, основная, средняя, кислая группы), и в этой связи в последующих томах также будут затронуты некоторые аспекты щелочного магматизма, в частности его взаимосвязь с современными геодинамическими обстановками. Вместе с тем, учитывая геологическую самостоятельность щелочного магматизма, его индикаторную роль при оценке тектонического и физико-химического режимов, многообразие состава щелочных пород, их практическую значимость, редакционная коллегия сочла уместным посвятить щелочным породам специальную монографию. С учетом проблематики опубликованных, особенно в последнее десятилетие, монографий, посвященных щелочным породам, их главнейшим провинциям и формациям (Главнейшие провинции..., 1974; The alkaline rocks, 1974; Gupta, Yagi, 1980 и др.), а также чтобы не повторяться с последующими томами, авторы уделили основное внимание щелочным магматическим сериям, т. е. сообществам плутонических, гипабиссальных и вулканических пород, которые произошли из единой первичной магмы в ходе процесса дифференциации, фракционной кристаллизации, контаминации (см. "серия изверженных пород", "Петрографический словарь", 1981). Напомним, что детальное петрографическое описание всех видов щелочных пород можно найти в первых двух книгах "Магматические горные породы" (1983), и в этой связи в томе "Щелочные породы" уделено внимание их вариациям в пределах магматических серий и между сериями как одной из информативных характеристик, помогающих судить об условиях их происхождения и формирования. Естественно, для всего издания

принята единая номенклатура и классификация пород[1]. В компановке данного тома отразилась одна из специфических особенностей щелочных пород — преобладающее их развитие в континентальных условиях. Именно поэтому в монографии доминируют материалы по щелочным породам континентов, хотя дана характеристика и щелочных пород океанических островов. Рассмотрена роль щелочного магматизма как индикатора геодинамического режима континентальной земной коры. Показана зависимость состава щелочных магматических серий от типа континентальных структур (древние платформы, щиты, консолидированные складчатые области и т. д.), а также их предшествующей (доконсолидационной) истории становления и наложенных глубинных процессов тектоно-магматической активизации.

Монография "Щелочные породы" составлена коллективом авторов, который был создан и работал под руководством известного исследователя щелочных пород заслуженного деятеля науки РСФСР, профессора О.А. Воробьевой. Каждый из авторов курировал материалы по группе магматических щелочных серий определенного состава (см. оглавление). В работе приведены краткие описания главнейших щелочных серий, особенности которых необходимо учитывать при рассмотрении общих вопросов. Конечно, в природе далеко не всегда удается наблюдать магматические серии в полном составе, поэтому были отобраны наиболее представительные примеры из числа конкретных провинций и массивов. Подобный отбор, естественно, субъективен, но основывается на опыте авторов, посвятивших многие годы изучению щелочных пород Советского Союза и некоторых зарубежных стран. Ряд разработок был выполнен в содружестве со специалистами ИГЕМ АН СССР, а также других институтов (ГЕОХИ, ГИН, ИФЗ) Академии наук СССР (М.М. Аракелянц, Е.В. Бибикова, Л.Н. Гриненко, Э.М. Галимов, Н.В. Гришина, Е.И. Донцова, Н.В. Еремеев, Л.Н. Когарко, В.И. Коваленко, И.П. Лапутина, Е.И. Ломейко, А.Т. Матреницкий, В.В. Наседкин, Н.И. Органова, В.А. Первов, Л.Л. Перчук, И.А. Тимофеева, И.В. Чернышев, И.А. Чижова, Л.Л. Шанин). Всем лицам, принимавшим участие в исследованиях, а также консультировавших авторов, выражается глубокая благодарность.

Приведенная в книге библиография ограничена в соответствии с современными требованиями, но она может послужить основой для подбора литературы.

Общее руководство и научное редактирование данного тома осуществлено О.А. Богатиковым и В.А. Кононовой.

Авторы надеются, что книга окажется полезной для широкого круга читателей, научных работников, производственных геологов, преподавателей и студентов геологических вузов. Обширный фактический материал, приведенный в монографии, позволит использовать ее и как справочное пособие.

---

[1] При заимствовании материалов из литературы иногда сохранялась терминология, принятая в цитируемой работе.

ВВЕДЕНИЕ

Щелочные породы известны во многих регионах мира. Значительно уступая большинству главных типов изверженных пород по масштабам проявления, они несут разнообразную информацию о составе и геодинамическом режиме земных недр в момент зарождения щелочных магм, о тектонической и физико-химической обстановке в период их становления в верхних этажах земной коры, о концентрации редких и рудных компонентов в магматических расплавах, путях их накопления при формировании месторождений полезных ископаемых. Прогресс петрографической науки и смежных геологических направлений, стимулируемый требованиями промышленности и новыми методами исследования, позволяет в наши дни ставить и решать все более сложные задачи, связанные с закономерностями щелочного магматизма и происхождения щелочных пород. Однако прежде чем приступить к разработке этих задач, петрографические исследования прошли долгий путь.

Вслед за введением в практику поляризационного микроскопа в начале нашего столетия было описано большое число разнообразных щелочных пород. Одновременно проводилось изучение щелочных массивов и провинций Урала, Украины, Кольского полуострова, детализировались и переосмысливались данные по уже известным провинциям. В Советском Союзе с 1921 г. начались систематические минералогические и петрографические исследования Хибинских и Ловозерских тундр, проводившиеся под руководством А.Е. Ферсмана при активном участии большого коллектива сотрудников Академии наук СССР, в том числе Б.М. Куплетского, О.А. Воробьевой, Е.Е. Костылевой, В.И. Герасимовского, Н.А. Елисеева. Эти исследования увенчались выдающимися открытиями хибинских апатитов, стратифицированного Ловозерского плутона. Крупнейшие петрографы на многие годы посвятили себя изучению этих объектов, не имеющих себе равных в мире (О.А. Воробьева, Н.А. Елисеев, К.А. Власов, Т.Н. Иванова, В.И. Герасимовский и др.).

В период освоения и расширения минерально-сырьевой базы на Востоке нашей страны были открыты новые щелочные петрографические провинции Кузнецкого Алатау, Тувинская, Восточно-Саянская, Северо-Байкальская, севера Сибирской платформы, Юго-Восточного Памира. В числе их первых исследователей были и авторы настоящей работы. Понятие "петрографическая провинция" стало общепринятым еще в начале нашего столетия, его употребляли в приложении к совокупности определенных временны́х и пространственных единиц, включающих семейства изверженных пород различного химического и минерального состава.

В 60–70-е годы появляются обобщающие работы по крупнейшим щелочным провинциям Советского Союза (Г.В. Андреев, Е.Д. Андреева, Ф.Э. Апельцын, Ю.А. Билибин, Л.С. Бородин, Е.Л. Бутакова, А.Я. Жидков, А.И. Гинзбург, Л.С. Егоров, В.П. Костюк, В.А. Кононова, А.А. Кухаренко, А.Е. Нечаева, Л.К. Пожарицкая, А.А. Фролов, Ю.М. Шейнманн, А.А. Нурлыбаев и др.), в том числе два сборника "Щелочные породы Сибири" и "Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы" под редакцией О.А. Воробьевой (1962, 1964). Одновременно и за рубежом публикуются новые работы по щелочным провинциям грабена Осло, Восточной Африки, Монтериджан и Халибуртон-Банкрофт в Восточной Канаде, массивам Илимауссак в Гренландии, Дитро в Румынии, щелочному магматизму системы грабенов Центральной Европы и ряду других регионов.

Обширный фактический материал по щелочным провинциям позволил перейти от описаний отдельных массивов к установлению общих закономерностей развития щелочного магматизма. Одним из первых привлекли внимание вопросы связи тектоники и щелочного магматизма, а также систематизация магматических формаций.

В нашей стране эти новые задачи петрологии были сформулированы еще в работах

Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, А.Н. Заварицкого, В.Н. Лодочникова, а в конце 50-х годов проблема тектоника — магматизм стала центральной в работах Ю.А. Кузнецова, Ю.М. Шейнманна, Е.К. Устиева, Г.Д. Афанасьева. В приложении к щелочным породам Б.М. Куплетский (1937) впервые охарактеризовал формации нефелиновых сиенитов СССР, а затем с более общих позиций щелочные формации были классифицированы Ю.М. Шейнманном с соавторами (1961). "Всякая попытка рассматривать всю совокупность щелочных пород как единую генетическую группу неминуемо ведет к ошибкам",— писал Ю.М. Шейнманн, обосновывая выделение трех формаций (ультраосновная щелочная, габброидная щелочная, гранитоидная щелочная) как производных ультраосновной, основной и гранитоидной магм соответственно. В работах 60-х годов О.А. Воробьевой (1969) выделены и показаны на соответствующих тектонических картах СССР и мира ведущие щелочные формации. Разработку этих вопросов можно найти у Г.Д. Афанасьева (1974), И.В. Лучицкого (1963), Р.М. Яшиной, которой вместе с другими авторами данной монографии (Яшина, 1982; Яшина и др., 1976) были выделены главнейшие формационные группы и разнотипные щелочные формации, а также показано, что они могут служить геологическим индикатором тектонического режима различных континентальных структур земной коры.

В этот же период выясняется, что формирование щелочных комплексов сопровождается появлением крупнейших месторождений редких элементов, глинозема и других полезных ископаемых. На первый план выдвигается проблема карбонатитов, установление их природы, закономерностей формирования, развития и перемещения (А.А. Кухаренко, Л.С. Бородин, Ю.А. Багдасаров, А.И. Гинзбург, Л.С. Егоров, А.Г. Булах, В.А. Кононова, А.В. Лапин, Л.К. Пожарицкая, В.С. Самойлов, А.А. Фролов, Е.М. Эпштейн и др.). Разрабатывается проблема нефелинового сырья и использование его для получения глинозема. Крупная база глиноземного сырья выявлена работами Р.М. Яшиной и В.А. Кононовой на Юго-Востоке Тувы.

К этому же времени относится комплексное изучение уртитов Кузнецкого Алатау (А.М. Прусевич, Е.Д. Андреева, С.Я. Данциг и др.), в результате которого было выявлено их первостепенное практическое значение. Впервые в мире на базе щелочных пород — уртитов было организовано в промышленном масштабе производство глинозема. Проблемам использования нефелина был посвящен специальный сборник "Нефелиновое сырье" (1978). В конце 60-х годов особое внимание начинают привлекать специфические щелочные калиевые породы типа сынныритов (А.Я. Жидков, Г.В. Андреев, В.В. Архангельская, М.П. Орлова, Р.П. Тихоненкова и др.), поскольку их комплексное освоение представляет крупную народнохозяйственную проблему. Естественно, что установление первостепенного практического значения как самих щелочных пород (апатит-нефелиновые породы, уртиты, сыннириты, миаскиты), так и связанных с ними рудоносных карбонатитов, резко стимулировало исследования щелочных пород, постановку принципиально новых проблем и задач. В то же время стало очевидным, что эти задачи не могут быть решены классическими методами петрографии. В этой связи последние десятилетия характеризуются широким привлечением к решению проблем происхождения щелочных пород новых методических подходов — радиологических, термобарометрических, минералого-геохимических, экспериментальных, а также математических методов обработки накопленной информации.

Важным этапом на пути изучения петрологии щелочных пород стало применение радиологических методов, которые позволили фиксировать в абсолютном летоисчислении отдельные события магматизма, а также судить об источниках вещества, слагающих породы и связанные с ними руды. При постоянном руководстве Л.Л. Шанина авторами монографии совместно с сотрудниками лаборатории ИГЕМ АН СССР М.М. Аракелянц, И.В. Борисевич и И.В. Чернышевым были проведены систематические исследования времени возникновения щелочных пород в различных тектонических структурах и регионах, оценена продолжительность формирования отдельных щелочных плутонов и комплексов. Один из аспектов этих исследований, детально разрабатывавшийся Е.В. Свешниковой (1973), включал изучение продолжительности развития полиформационных магматических комплексов центрального типа. Были обоснованы критерии выделения таких комплексов, закономерности размещения в них руд с выявлением различных структурных типов рудных полей и связанных с ним месторождений. Используя вариации изотопного состава свинца, кислорода, стронция, серы, а в самое последнее время отношения самария к неодиму исследователи разных стран мира пока-

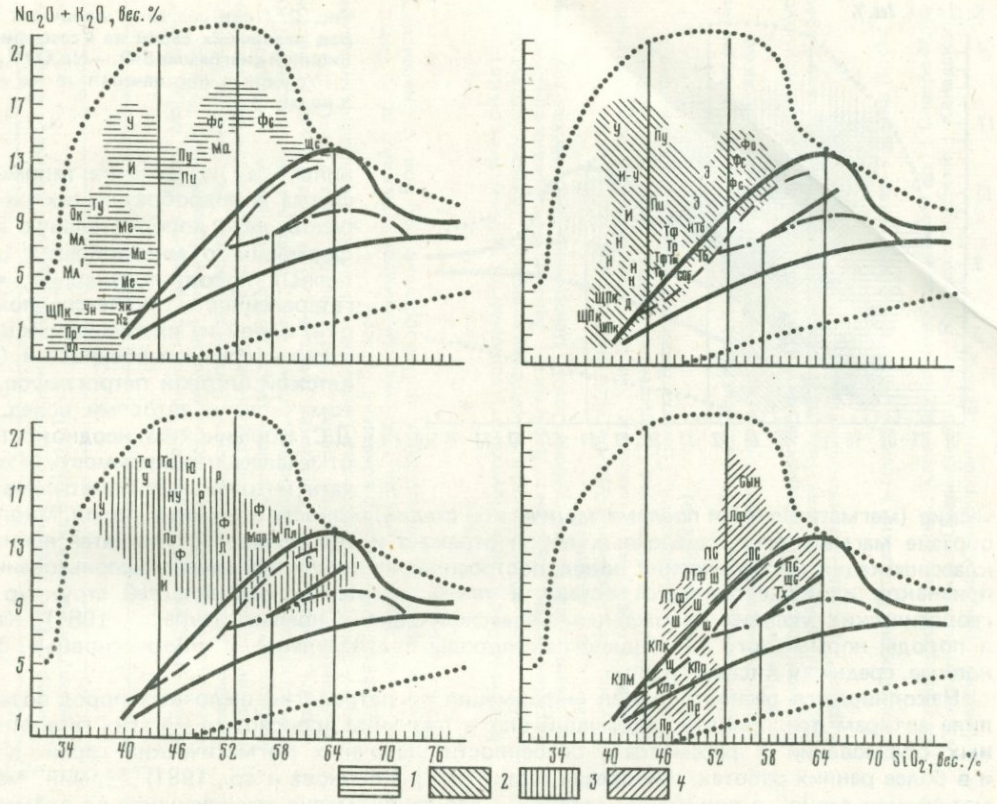


Рис. 1. Положение главных семейств, видов и некоторых разновидностей щелочных и сопутствующих им пород на классификационной диаграмме

1 — щелочные ультраосновные (калиево-натриевые) серии; *2* — щелочные основные (калиево-натриевые); *3* — щелочные средние (калиево-натриевые); *4* — калиевые щелочные.

Условные обозначения: Ма — малиньит; Фс — фельдшпатоидный сиенит; У — уртит; Пу — полевошпатовый уртит; ЩС — щелочной сиенит; И — ийолит; Пи — полевошпатовый ийолит; Ту — турьяит; ОК — окаит; Ме — мельтейгит; Мл — мелилитит; Ми — миссурит; Мл′ — мелилитолит; ЩПк — щелочной пикрит; Ун — ункомпагрит; Як — якупирангит; Кг — кугдит; Пр′ — титаномагнетитовый (перовскитовый, ильменитовый) пироксенит; Ол — оливинит; Фо — фонолит; Э — эссексит; И-У — ийолит-уртит; Тф — тефрит; Тр — тералит; Тш — тешенит; НТб — нефелиновый трахибазальт; Тб — трахибазальт; Н — нефелинит; Д — долерит; Ю — ювит; Р — рисчоррит; Ну — науяит; Та — тавит; Ф — фойяит; Л — луяврит; М — миаскит; Мар — мариуполит; Пл — пуласкит; С — сиенит; Сын — сыннырит; Лф — лейцитовый фонолит; Пл.С — псевдолейцитовый сиенит; Тх — трахит; $ЛТ_ф$ — лейцитовый тефрит; Ш — шонкинит; Пк — пикрит; Лм — оливиновый гиалонефелинит (лимбургит); Пр — пироксенит

зали, что в основной массе щелочные породы сложены веществом глубинного мантийного происхождения (The alkaline rocks, 1974). Согласующиеся данные были получены по отдельным типам щелочных пород из массивов Советского Союза, в том числе по уртитам, ийолитам, миаскитам, кальцитсодержащим породам (Кононова и др., 1979).

Важная роль экспериментальных исследований в разработке вопросов генезиса щелочных пород не вызывает сомнения. В их числе изучение газово-жидких и расплавных включений дало представление о параметрах кристаллизации щелочных пород и последующих их послемагматических преобразованиях (Базарова, 1969; Костюк, 1974). Несмотря на трудности работы с многокомпонентными системами, в том числе содержащими летучие компоненты, в последние годы предложены модели щелочного магмообразования в условиях мантии, разобрано влияние процессов кристаллизации, ликвации, газового переноса, анатексиса на разнообразие щелочных пород (The alkaline rocks, 1974; The evolution, 1979).

Привлечение методов математической статистики к петрографическим исследова-

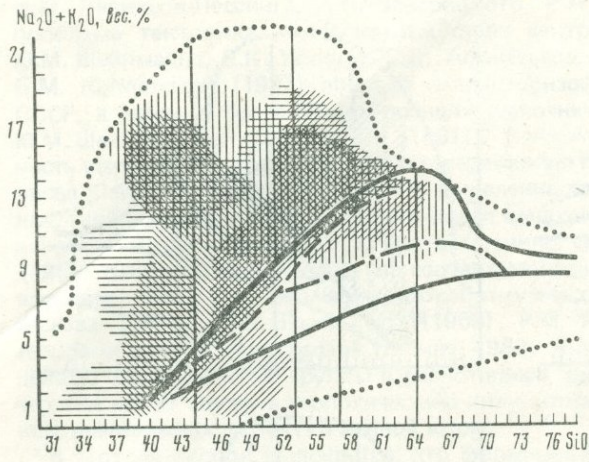


Рис. 2. Поля составов щелочных пород различных серий на классификационной диаграмме $SiO_2 - Na_2O+K_2O$

Условные обозначения те же, что и на рис. 1

ниям, как и изучение типоморфизма породообразующих минералов, дало дополнительную информацию о многообразии щелочных пород, подтвердив, что гетерогенность является, пожалуй, одной из их специфических и характерных особенностей. Советской школой петрографов, в том числе и авторами вслед за Д.С. Коржинским, неоднократно отмечалась необходимость различать интрузивные и метасоматические (магматической и послемагматической стадий) разности щелочных пород. Многообразие магматических щелочных пород отражает и первая многоступенчатая единая классификация магматических пород, построенная на комбинированном использовании признаков их вещественного состава, а также некоторых особенностей структур и геологических условий нахождения (Классификация и номенклатура... , 1981). Как и породы нормального ряда, щелочные породы подразделены на ультраосновные, основные, средние и кислые группы.

Накопившаяся разносторонняя информация по петрологии щелочных пород позволила авторам предпринять следующий шаг в познании происхождения этих гетерогенных образований и рассмотреть особенности щелочных магматических серий. Как и в более ранних работах (Андреева и др., 1982; Кононова и др., 1981), термин "магматическая серия" в понимании авторов — это закономерно сменяющийся во времени и по составу природный набор пород, характеризующийся специфическими особенностями химизма и минерального состава, геолого-тектоническими и физико-химическими условиями происхождения и являющийся продуктом эволюции единого исходного магматического расплава. Именно генетическое родство пород, объединяемых в "серию", определило выбор этого термина вместо более широкого понятия "формация". Как определено в Петрографическом словаре (1981), серия изверженных пород — это группа, включающая плутонические, гипабиссальные и вулканические породы, которые произошли из единой первичной магмы в ходе определенного физико-химического процесса. Сущность понятия "магматическая формация" в последние годы стала трактоваться весьма различно. Согласно Петрографическому словарю (1981), "магматическая формация — это естественное сообщество магматических горных пород, обладающих определенной общностью состава, проявляющаяся в определенной геотектонической обстановке" (1981, с. 459). Подчеркнем, что в принятом авторами понятии "магматическая серия" учитывается комплекс общих признаков, включающих в том числе генетические (по аналогии с термином "серия изверженных пород") и геолого-тектонические (по аналогии с термином "магматическая формация") условия возникновения сообщества горных пород.

Среди большого разнообразия составов щелочных магматических серий с учетом преобладания натрия или калия выделяются калиево-натриевые и калиевые серии. На основе принципов современной классификации (Классификация и номенклатура... , 1981) с учетом подразделения на группы выделены щелочные ультраосновные, щелочные основные, щелочные средние, щелочные кислые серии[1]. На диаграммах $SiO_2 - K_2O + Na_2O$ (рис. 1) отражены составы пород рассматриваемых щелочных серий. Можно

[1] Щелочные представители группы средних пород (SiO_2 = 53–64, $Na_2O + K_2O$ = 10–21%) включают главным образом нефелиновые и щелочные сиениты. Щелочные кислые породы (щелочные граниты) не рассматриваются (они включены, наряду с гранитами нормального ряда, в один из следующих томов настоящего издания).

Таблица 1. Щелочные магматические серии

Магматическая серия (приуроченность к главным континентальным структурам)	Примеры петрографических провинций (массивы, вулканические поля, вулкано-плутонические комплексы)
1	2
Калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород щелочной пикрит, мелилитит, ультраосновной фоидит, карбонатит оливинит, мелилитолит, ультраосновной фойдолит, карбонатит (древние платформы, зоны рифтов)	Маймеча-Котуйская (массивы: Гулинский, Одихинча, Кугда, Маган, Бор-Урях, Эссей и др.; вулканические поля на севере провинции); Карело-Кольская (массивы: Ковдорский, Салланлатвинский, Вуори-Ярви, Салмогорский, Африканда, Лесная Варака и др.); Восточно-Алданская (массивы: Арбарастрах, Ингили); Финская (массивы: Сокли, Иивара); Западно-Фенноскандинавская (массивы: Ально, Фен); Бразильская (массивы: Якупиранга, Араша и др.); Канадская (массивы: Ока, Каргилл и др.); Восточно-Африканская (массивы: Напак, Торор, Рангва, Хома, Узаки и др.); Южно-Африканская (массивы: Палабора, Спицкоп); Северо-Африканская (вулкано-плутонический комплекс Талзаст)
пироксенит, ультраосновной фойдолит, фельдшпатоидный и щелочной сиенит, карбонатит (краевые блоки древних платформ)	Восточно-Саянская (массивы: Жидойский, Нижне-Саянский и др.); Сетте-Дабанская (массивы: Сеттедабанский, Поворотный, Гек, Воин); Енисейская (Кийский массив)
Калиево-натриевых щелочных основных пород (консолидированные складчатые области, рифтогенные структуры)	
субщелочной базальт, тефрит, фонолит	Кузнецко-Алатауская (вулканиты западной части Минусинской котловины); Северо-Монгольская (Тарятские вулканы); Южно-Монгольская (вулканические поля плато Дариганга); Западно-Фенноскандинавская (вулканические толщи грабена Осло); Центрально-Европейская (вулканиты Рейнского грабена) Грузинская (массивы: Курсеби, Ахалцихский и др.)
щелочной долерит, тешенит, анальцимовый сиенит субщелочное габбро, тералит, уртит, фойяит	Кузнецко-Алатауская (массивы: Кия-Шалтырский, Тулуюльский, Патынский); Южно-Тяньшанская (Зардалекский массив); Карело-Кольская (массивы: Елетьозерский, Гремяха-Вырмес); Монтериджен (массивы: Бром, Ружемон, Ямаска)
Калиево-натриевых щелочных средних пород трахит, фонолит	Восточно-Африканская (вулканиты горы Кении и др.); Западно-Африканская — Камерунская (вулканиты гор Бамендо, Камерун и др., а также о-ва Принсипи)
фойяит, луяврит, уртит, науяит	Карело-Кольская (Ловозерский массив); Гренландская (массив Илимауссак); Южно-Африканская (массив Пилансберг) Канадская (массив Кипава) Карело-Кольская (Хибинский массив)
щелочной сиенит, хибинит, фойяит, рисчоррит с ийолитами и уртитами (древние платформы, зоны рифтов)	
эгириновый фойяит, полевошпатовый ийолит (краевые блоки древних платформ)	Енисейская (Татарский массив); Западно-Африканская (массив Лос)
эгирин-геденбергитовый фойяит, ювит, ийолит-уртит	Сангиленская (массивы: Харлинский, Баянкольский и др.); Северо-Монгольская (массивы: Оверматогольский, Бэлтэсингольский); Канадская (массивы района Халибуртон-Бенкрофт)

Таблица 1. (окончание)

1	2
пуласкит, гастингситовый фойяит, эгирин-арфведсонитовый фойяит, мариуполит	Сангиленская (Коргередабинский массив); Северо-Монгольская (Барунманханский массив)
сиенит, пуласкит, амфиболовый фойяит	Восточно-Саянская (Ута-Жахнинский массив); Южно-Забайкальская (массивы: Боргойский, Бокрийский, Белозерский); Северо-Прибайкальская (массивы: Бурпала, Акит, Гоуджекит и др.); Туркестано-Алайская (массивы: Джилисуйский, Исфайрамский, Ходжаачканский и др.); Гиссарская (массивы: Каратегинский, Ахбасатский, Аксайский); Муголжарская (массивы: Борсуксайский, Карасорский, Коситекский); Таймырская (массив Фадью-Куда и др.); Колымская (Анмандыканский массив); Северо-Монгольская (массивы: Уджигингольские и др.); Аппалачская (массив Ред Хилл и др.)
сиенит, миаскит (срединные массивы складчатых областей)	Уральская (массивы: Вишневогорский, Ильменогорский); Канадская (Блю Маунтин и другие массивы щелочного пояса Онтарио); Норвежская (массивы: Стьерной, Сорроу); Финская (массив Сиилиньярви)
Калиевых щелочных ультраосновных пород	
лейцитовый пикрит (угандит), мелалейцитит, оливиновый мелакальсилитит (мафурит), кальсилит-лейцитовый мелилитит (катунгит) флогопитовый мелалейцитит (волжидит), флогопит-оливиновый лейцитит (седрисит) амфиболовый лейцитит (мамилит) (зоны тектонической активизации древних платформ)	Восточно-Африканская (Западный рифт) (вулканические поля Вируга, Буньярогуру, Катве-Кикиронго, Форт-Портал); Приханкайская (вулканические и субвулканические проявления Лесозаводска и др.); Западно-Австралийская (вулканические и субвулканические проявления трога Фицрой-Кимберли)
Калиевых щелочных основных пород	
калиевый щелочной пикрит, лейцитовый тефрит, лейцитит, лейцитовый фонолит, трахит	Алданская (вулкано-плутонические комплексы: Якокутский, Томмотский, Джекондинский, Мурунский и др.); Южно-Казахстанская (массивы Ирису, Каинды и др.; вулканические поля Даубабинское, Бадамское); Армянская (Тежсарский вулкано-плутонический комплекс; вулканиты Даралагеза); Талышская (вулканиты Талышского поля); Киргизская (Кольбашинское и другие вулканические поля, массив Сандык); Восточно-Памирская (Верхнедункельдыкский массив и др.); Северо-Казахстанская (Ишимский вулкано-плутонический комплекс, массивы Жусалинский, Шансайский); Чукотская (массив Дежневский); Аляскинская (массив Селавик и др.); Монтана (массивы гор Хайвуд и др.)
калиевые перидотит и пироксенит, шонкинит, псевдолейцитовый и нефелиновый сиенит, щелочной сиенит (зоны тектонической активизации древних платформ и консолидированных складчатых областей)	
Калиевых щелочных средних пород	
лейцитовый фонолит, щелочной трахит	Итальянская (вулканы Альбано, Флегрейские поля и др.)
псевдолейцитовый, кальсилитовый и нефелиновый сиенит, щелочной сиенит (зоны тектонической активизации древних платформ и консолидированных складчатых областей)	Северо-Байкальская (Сыннырский массив); Алданская (Сакунский массив); Киргизская (Ортотокойский массив)

видеть, что состав каждой из них определяется преобладающими характерными для каждой серии щелочными породами, но им сопутствуют также породы субщелочного, а иногда и нормального рядов. Так, формирование магматических серий щелочных ультраосновных и щелочных основных пород нередко завершают фельдшпатоидные или щелочные сиениты, т. е. породы среднего состава. Однако представленные обычно дайками и жилами, они не определяют состав серий, хотя и представляют петрологический интерес. В пределах каждой серии есть свои, присущие только данной серии, виды и разновидности пород. Так, турьяит, ункомпагрит, мелилитит встречаются только в сериях щелочных ультраосновных пород; тешенит — в сериях щелочных основных пород; сыннырит, псевдолейцитовый сиенит, лейцитовый тефрит характерны для серий калиевых щелочных пород. В то же время некоторые виды щелочных пород могут присутствовать в нескольких щелочных сериях, например уртит, ийолит, щелочной пикрит и др. В этой связи поля составов щелочных серий частично перекрываются (рис. 2), хотя в каждом из них обособляются участки с характерными для соответствующих серий видами и разновидностями щелочных пород. Обнаруживаются вариации состава серий в зависимости от глубины формирования, причем удается различать эффузивные, гипабиссальные и мезоабиссальные их фации. Поскольку все дальнейшее изложение дано с учетом предлагаемого разделения щелочных магматических серий, они приведены в табл. 1, где даны примеры петрографических провинций и наиболее характерных для них интрузивных массивов, вулканических полей и вулкано-плутонических комплексов. В названии щелочных магматических серий (см. табл. 1) даны начальные и конечные члены, а также наиболее характерные, обычно доминирующие по объему щелочные горные породы, их семейства, виды или разновидности, в порядке перечисления которых отражена последовательность их образования. Семейства горных пород (мелититы, мелилитолиты и др.) включались в названия в том случае, если большая часть составляющих их видов представлена в данной серии. То же касается и видов. Нередко в названии серий упоминаются и разновидности щелочных пород (эгириновый фойяит), причем при необходимости сохраняются местные названия, иногда не включенные в классификацию (хибинит, ювит и др.). Это сделано в тех случаях, когда они составляют заметный объем либо являются характерным и петрологически важным членом серии. Различаются "интрузивные" серии, представленные продуктами внутриочаговой дифференциации, вызывающей образование производных магм и внедрения ряда последовательных интрузивных фаз единой магматической серии и "кристаллизационные" серии, возникающие в камерах плутонов при внутрикамерной дифференциации, определяющей появление зональности, расслоенности в пределах одной интрузивной фазы. Серии первого типа наиболее характерны для калиево-натриевых и калиевых щелочных ультраосновных и щелочных основных пород. В формировании серий щелочных средних пород большое значение приобретают процессы магматической дифференциации в камере интрузива, а также контактово-реакционное взаимодействие щелочных расплавов с вмещающими толщами. Табл. 1, как и характеристика серий в главах 2 и 3, включает наиболее распространенные в природе объекты.

СОКРАЩЕНИЯ И УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Ab — альбит
Aeg — эгирин
Aeg-Aug — эгирин-авгит
Aeg-Di — эгирин-диопсид
Aeg-Sal — эгирин-салит
Aesh — эшинит
Ak — акерманит
Akt — актинолит
Am — амфибол
An — анортит
And — андезин
Anc — анальцим
Ang — энигматит
Ap — апатит
Arf — арфведсонит
Al-Arf — Al-арфведсонит
Fe-Arf — Fe-арфведсонит
Ast — астрофиллит
Aug — авгит
ti—Aug — титанавгит
Bad — бадделеит
Bit — битовнит
Brc — баркевикит
Bt — биотит
Can — канкринит
Car — карнегиит
Cc — кальцит
Ch — чермакит
Cpx — клинопироксен
Di — диопсид
Dol — доломит
East — истонит
Ed — эдинит
Ek — эккерманит
Eud — эвдиалит
Euk — эвколит
Fa — фаялитовая составляющая в оливине
Fas — фассаит
Fen — фенакит
Fer — ферсманит
Fl — флюорит
Fo — форстерит, форстеритовая составляющая в оливине
Fs — ферросилитовая составляющая в пироксене
Fsp — полевой шпат
K-Fsp — калиевый полевой шпат
K-Na-Fsp — калиево-натриевый полевой шпат
Na-K-Fsp — натриево-калиевый полевой шпат
Ged — геденбергит
Glf — глаукофан
Gr — гранат
Gs — гастингсит
Fe-Gs — Fe-гастингсит
Mg-Gs — Mg-гастингсит
Hbl — роговая обманка
Ilm — ильменит
Juk — юкспорит
K_a — коэффициент агпаитности $\frac{(Na_2O + K_2O)}{Al_2O_3}$
K_{Na} = Na_2O/K_2O
K_{Al} = Al_2O_3/FeO
K_{Si} = SiO_2/Al_2O_3
$K_{Ca,Mg}$ = $CaO + MgO/Fe_2O_3 + FeO$
Kn — кнопит
Kat — катафорит
Al-Kat — Al-катафорит
Mg-Kat — Mg-катафорит
Kros — кроссит
Krs — керсутит
Ks — кальсилит
Kt — катаплеит
Lab — лабрадор
Lam — лампрофилит
Lar — ларнит
Lc — лейцит
Lc′ — псевдолейцит[1]
Lep — лепидомелан
Lom — ломоносовит
Lop — лопарит
Lov — ловозерит
Lvn — ловенит
Mc — слюда
Mel — мелилит
Alk-Mel — щелочной натриевый мелилит
Mi — микроклин
Mnt — монтичеллит
Mt — магнетит
ti—Mt — титаномагнетит
Mur — мурманит
Ne — нефелин
K-Na-Ne — калиево-натриевый нефелин
Na-Ne — натриевый нефелин
Nep — нептунит
Ol — оливин
Olg — олигоклаз
Or — ортит
Ort — ортоклаз
Pec — пектолит
Phl — флогопит
Pl — плагиоклаз
Prg — паргасит
Prv — перовскит
Px — пироксен
Pyr — пирохлор
Q — кварц
Ram — рамзаит
Ras — расвумит
Rbc — рибекит
Rih — рихтерит
Rin — ринколит
Sal — салит
San — санидин
Sch — щербаковит
Sh — шорломит
Sid — сидерофиллит
Sod — содалит
Sp — шпинель
Sph — титанит[2]
Tin — тинаксит
Tr — тремолит
Tsh — чевкинит
Vad — вадеит
Wil — вилиомит
Wo — волластонит
Zr — циркон

[1] Смесь нефелина или кальсилита с ортоклазом (санидином).

[2] Синоним сфен.

Глава 1

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД В СТРУКТУРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Щелочные породы представлены, как правило, небольшими по масштабам проявлениями. Интрузивные массивы площадью более 1000 км^2 единичны. Это известные Хибинский и Ловозерский плутоны, Ильмено-Вишневогорская система массивов, массив Итатийя в Бразилии. Вулканические проявления щелочных пород также имеют незначительные площади выходов и лишь в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы поля плато-фонолитов достигают 60 тыс. км^2. На территории нашей страны насчитывается около 500 щелочных массивов и вулканических полей, среди которых, по данным М.П. Орловой (1978), проявления площадью более 100 км^2 составляют около 10%, 100—10 км^2 — около двух третей, а массивы площадью менее 10 км^2 — примерно одну треть их общего числа.

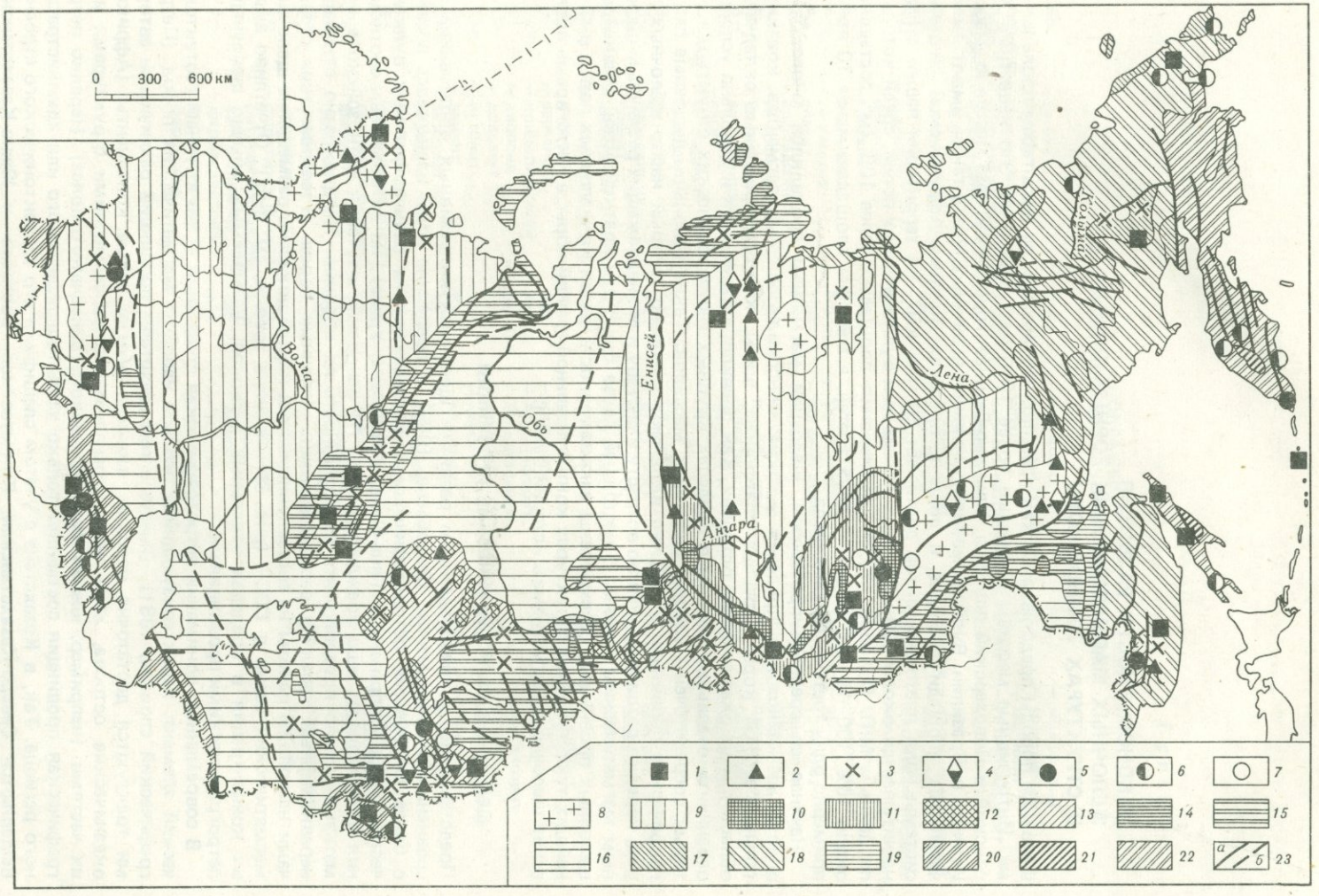
Начиная со среднего протерозоя, щелочной магматизм проявлялся многократно вплоть до кайнозоя в пределах жестких консолидированных сегментов континентальной земной коры (древние платформы, щиты, консолидированные складчатые области) и на океанических островах. Как правило, можно, хотя и довольно условно, ограничить отдельные районы в пределах крупных геотектонических структур, в которых сосредоточены группы щелочных массивов. Такие районы — щелочные петрографические провинции — обычно включают довольно пестрый набор щелочных пород, нередко различающихся по возрасту и составу и принадлежащих различным щелочным магматическим сериям. В настоящей главе будет дан краткий обзор главнейших щелочных провинций, рассмотрены закономерности развития щелочных пород в главнейших тектонических структурах континентальной земной коры, а также время проявления щелочного магматизма в истории Земли.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Представление о преобладающем развитии щелочных интрузивных образований по сравнению с вулканитами (Воробьева, 1969) в последние годы изменилось в связи с более детальными петрографическими исследованиями разновозрастных вулканических толщ (например, в Тянь-Шане, Казахстане, Урале), но их объемные соотношения устанавливать еще преждевременно. На основании изучения кайнозойского магматизма можно предположить равнозначность их объемов. Неоднократно отмечался неравномерный характер распространения щелочных пород. В соответствии с задачами настоящей работы на составленных нами картах показано размещение щелочных магматических серий в СССР (рис. 3) и в мире (рис. 4, см. вкл.). Отчетливо видна их концентрация в пределах отдельных регионов, называемых обычно щелочными петрографическими провинциями.

В современном понимании петрографическая провинция — это крупный геотектонический элемент, характеризующийся особым набором магматических пород (Петрографический словарь, 1981). Вместе с тем масштабы провинций различными авторами трактуются достаточно условно, включая иногда целые континенты (Африка), океанические острова, хотя чаще ограничены геотектоническими структурами или их частями (например, южная часть Уральского складчатого пояса). Нередко петрографическая провинция составляет только часть географического или административного региона. Так, в Казахстане с учетом специфики его геотектонического строения выделяются Северо-Казахстанская, Кокчетавская, Восточно- и Южно-Казахстанская щелочные петрографические провинции. Дробность выделения провинций в определенной мере зависит и от детальности геолого-петрографических исследований.

Отдельные щелочные провинции включают щелочные массивы или вулканические


0 300 600 км
Волга
Обь
Енисей
Ангара
Лена
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
а
б
23

поля лишь одной группы щелочных серий (Маймеча-Котуйская, Талышская, Кузнецко-Алатауская провинции СССР). Здесь щелочные проявления приурочены к одному временному этапу магматизма и к одной или нескольким однотипным тектоническим структурам. Однако известны щелочные провинции, где на ограниченной территории сосредоточены магматические проявления, представленные щелочными сериями разного состава, образовавшимися в несколько временных этапов. Примеры таких провинций: Карело-Кольская, провинция Дамараленд (Намибия), а также провинции, тесно связанные с рифтогенными структурами (Восточно-Африканская, Красноморская, Канадская и др.). В последних нередко развиваются длительно формирующиеся многосерийные магматические комплексы. Это явление полихронного щелочного магматизма в пределах единой провинции связано с многократной тектонической перестройкой структур и обновлением глубинных магмоподводящих разломов.

Выделение щелочных провинций позволяет полнее характеризовать геологическую позицию, условия формирования и эволюцию щелочного магматизма во времени и пространстве, что наряду с изучением вещественного состава щелочных пород служит основой для разработки представлений о щелочном петрогенезисе. Приведем краткую характеристику каждой из определенных нами щелочных петрографических провинций. При этом ограничимся лишь общими сведениями о проявлениях щелочного магматизма, их геологическом положении и представленных магматических сериях. Особенности строения наиболее интересных объектов, а также место и время проявления щелочного магматизма различных петрографических провинций будут освещены в последующих разделах. Вначале охарактеризуем щелочные петрографические провинции Советского Союза, а затем дадим обзор по зарубежным провинциям.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ СССР

На территории СССР насчитывается более сорока щелочных петрографических провинций (см. рис. 3). Ниже перечислены щелочные петрографические провинции для европейской и азиатской частей СССР: Карело-Кольская, Западно- и Восточно-Украинская, Армянская, Грузинская, Талышская, Тиманская, Уральская, Мугоджарская, Северо-Казахстанская, Кокчетавская, Восточно- и Южно-Казахстанская (Западно-Таласская), Северо-Тяньшанская, Туркестано-Алайская, Заравшано-Гиссарская, Кызылкумская, Памирская, Уджинская, Таймырская, Маймеча-Котуйская, Каменская, Чадобецкая, Енисейская, Кузнецко-Алатауская, Минусинская, Восточно-Саянская, Сангиленская, Восточно-Тувинская, Южно-Забайкальская, Витимская, Северо-Прибайкальская, Западно-, Центрально- и Восточно-Алданская, Сетте-Дабанская, Омолонская, Чукотская, Курило-Камчатская, Сихотэ-Алинская.

Карело-Кольская щелочная провинция. В ее пределах на территории восточной части Балтийского щита известно значительное количество проявлений щелочного магматизма. На доплатформенном этапе геологического развития коры этого региона — стадии карельского орогенеза — образовались сложные габбро-нефелин-сиенитовые массивы Гремяха-Вырмес и Елетьозерский. На этом же этапе вместе с формированием крупных массивов щелочных гранитов и граносиенитов обособились небольшие те-

Рис. 3. Размещение магматических серий щелочных пород в тектонических структурах на территории СССР. Тектоническая основа из работы М.П. Орловой и В.П. Краснова (1977), составленная по Тектонической карте Евразии (1966; под ред. акад. А.Л. Яншина)

1–6 — магматические серии щелочных пород: *1* — калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород, *2* — калиево-натриевых щелочных основных пород, *3* — калиево-натриевых щелочных средних пород, *4* — калиевых щелочных ультраосновных пород, *5* — калиевых щелочных основных пород, *6* — калиевых щелочных средних пород, *7* — полиформационные комплексы, включающие несколько магматических серий щелочных и субщелочных пород, *8–23* — структурные элементы складчатых областей и платформ: *8* — область дорифейской складчатости — щиты, *9* — чехол древних допозднепротерозойских платформ, *10* — выступы древних структур в байкалидах, *11* — байкальская складчатая область, *12* — выступы древних структур в каледонидах, *13* — каледонская складчатая область, *14* — выступы древних структур в герцинидах, *15* — герцинская складчатая область, *16* — чехол эпипалеозойских платформ, *17* — выступы древних структур в мезозоидах, *18* — мезозойская складчатая область, *19* — выступы древних структур в альпидах, *20* — альпийская складчатая область, *21* — выступы древних структур в областях кайнозойского тектогенеза, *22* — область кайнозойского тектогенеза, *23* — глубинные разломы выявленные и предполагаемые (*а*) и погребенные (*б*)

ла миаскитов (Сахариокский массив). К платформенным палеозойским структурам Балтийского щита приурочены многочисленные массивы, сложенные породами серии щелочных ультраосновных пород с карбонатитами (Ковдорский, Вуориярви и др., см. табл. 1), а также два известных крупнейших массива высокощелочных нефелиновых сиенитов — Хибинский и Ловозерский. Имеются также полиформационные магматические комплексы Кургинский и Контозерский. Таким образом, в Карело-Кольской провинции развиты представители различных щелочных магматических серий.

Западно- и Восточно-Украинская щелочные провинции. В пределах Украинского щита известны проявления щелочных пород, приуроченные главным образом к его восточной части (Приазовье). Здесь имеются докембрийские полиформационный Октябрьский комплекс (пироксениты, габбро, нефелиновые и щелочные сиениты, граносиениты), Мало-Терсянский нефелин-сиенитовый массив, Кальчинский, Кальмиусский и Еланчикский массивы щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, а также массив карбонатитов. В палеозое в связи с тектонической активизацией Украинского щита и формированием Донецкого авлакогена имел место новый этап щелочного магматизма, приуроченный к Южно-Донецкому краевому разлому. Здесь образовалась Волновахско-Еланчикская вулканическая толща лимбургитов, авгититов, лейцитовых и нефелиновых базальтоидов, мелкие межпластовые тела шонкинитов, трахидолеритов и других пород. Сформировался также обособленный Покрово-Киреевский массив, сложенный нефелиновыми сиенитами, малиньитами, тефрито-фонолитами, тингуаитами. В мезозое, в новый период активизации разломов, сформировался Миусский щелочной дайковый пояс мончикитов, камптонитов, одинитов.

Щелочные проявления у западной окраины щита установлены лишь в последние годы. Здесь известны Фирсейский массив щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, Проскуровский массив, в составе которого имеются пироксениты, полевошпатовые ийолиты, ювиты и нефелиновые сиениты (Царовский, Брацлавский, 1980). В Припятском палеозойском наложенном прогибе установлены девонские межпластовые залежи и секущие некки лимбургитов, нефелинитов, нефелиновых и лейцитовых базальтоидов, фонолитов, щелочных трахитов.

Армянская щелочная провинция. В складчатой области альпид Малого Кавказа известно несколько проявлений щелочных пород (Багдасарян, Меликсетян, 1966; и др.): Тежсарский верхнеэоценовый вулкано-плутонический комплекс лейцитовых тефритов и трахитов, нефелин-псевдолейцитовых сиенитов и щелочных сиенитов, Мегринский плутон граносиенитов и гранитов, в котором с ранней фазой монцонитов связано развитие нефелиновых и щелочных сиенитов, Гарнасарский массив щелочных сиенитов и трахитов, Баргушатский гранитный массив, где в контакте с известняками появились щелочные и нефелиновые сиениты, Айоцдзорское, Арташатское и Азат-Вединское вулканические поля с калиевыми базальтоидами, лейцитовыми и гаюиновыми тефритами, лейцитовыми и нефелиновыми фонолитами.

Грузинская щелочная провинция. В ее пределах щелочные проявления сосредоточены главным образом на периферии срединного массива (Грузинской глыбы) и представлены следующими образованиями: верхнемеловыми силлами, дайками тешенитов Курсеби, Ахалциха и других мест, лейцитовыми вулканитами Гурии, массивами анальцимовых сиенитов, а также шонкинитами и эссекситами Аджаро-Триалетии.

Талышская щелочная провинция. Расположена в пределах Талышского жесткого блока (Юго-Восточный Азербайджан), вовлеченного в геосинклинальный процесс. На позднем его этапе (мел) образовалась система впадин и поднятий. В их пределах в эоцене многократно проявлялся калиевый щелочно-базальтоидный вулканизм, а в верхнем эоцене — олигоцене сформировались массивы слюдяных перидотитов и щелочных габбро.

Тиманская щелочная провинция расположена на северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы, в пределах Тиманской эпибайкальской наложенной структуры, ограниченной глубинными разломами. Здесь известны Четласский массив щелочных ультраосновных пород с карбонатитами, ряд массивов граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов (Большой Румяничный, Малый Камешек и др.), а также Северо-Тиманский массив, сложенный габбро, щелочными и нефелиновыми сиенитами. Наряду с этим в пределах провинции широко распространены дайки щелоч-

ных габброидов и лампрофиров, а западнее, в районе Онежского полуострова, развиты трубки взрыва, выполненые щелочными нефелинсодержащими базальтоидами.

Уральская щелочная провинция территориально отвечает сложнопостроенной Уральской складчатой области, включающей древние жесткие блоки, и примыкающей к ней части Восточно-Европейской платформы. Здесь известны среднепротерозойский полиформационный Бердяушский плутон (граниты-рапакиви, щелочные и нефелиновые сиениты), щелочно-габброидный Нязепетровский массив, среднепалеозойские Нижне-Тагильский и Кувшинский массивы, сложенные породами щелочной основной серии. Нижнепалеозойские натриевые и калиевые щелочные базальтоиды распространены по западной и восточной периферии Уральского складчатого пояса. Наконец, известны представители серии миаскитов и щелочных сиенитов — крупные Вишневогорский и Ильменогорский массивы.

Мугоджарская щелочная провинция приурочена к рифейско-нижнепалеозойскому Мугоджарскому срединному массиву, претерпевшему герцинскую активизацию, сопровождавшуюся формированием Мугоджарского глубинного разлома. Здесь размещены герцинские Борсыксайский, Карасорский, Косистекский и другие массивы щелочных и нефелиновых сиенитов — миаскитов, с которыми ассоциируют граносиениты и граниты. Вблизи этих массивов развита среднепалеозойская базальт-трахитовая вулканическая толща, в которой встречаются пачки щелочных базальтоидов.

Северо-Казахстанская щелочная провинция занимает территорию широтной части каледонского складчатого пояса, осложненного диагональными разломами. Здесь находятся каледонские Ишимский вулкано-плутонический комплекс, Жусалинский и Шинсайский массивы, сложенные породами калиевой щелочной основной серии. Южнее Ишимского комплекса в выступе докембрийского фундамента расположен Карсакпайский массив, сложенный ассоциацией монцонитов, щелочных и нефелиновых сиенитов.

Кокчетавская щелочная провинция также находится на севере Казахстана, но в пределах древней Кокчетавской глыбы. Здесь имеются небольшие нижнепалеозойские массивы, сложенные дунитами, биотитовыми перидотитами, пироксенитами, шонкинитами, бороланитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами с секущими жилами карбонатитов (Красномайский, Барчинский, Шагалинский и др.). Восточнее Красномайского и подобных ему массивов у северо-восточного края Кокчетавской глыбы расположена другая группа мелких массивов (Жанаталапский и др.), в состав которых входят перидотиты, йолит-мельтейгиты, эссекситы, щелочные сиениты, карбонатиты и кимберлитоподобные породы.

Восточно-Казахстанская щелочная провинция расположена на обширной площади каледонид, выступающих в виде пояса в герцинском складчатом обрамлении (Чингиз-Тарбагатайская зона и др.). Здесь широко развиты северо-западные системы разломов, контролирующих размещение большого числа многофазных интрузивных массивов, сложенных ассоциацией монцонитов, гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, в том числе Абаевский, Кишординский, Баянаульский и другие интрузивы.

Южно-Казахстанская (Западно-Таласская) щелочная провинция приурочена к стыку древнего протерозойского массива с каледонско-герцинской складчатой областью Тянь-Шаня. В ее пределах известны интрузивные массивы Ирису и Каинды, сложенные породами калиевой щелочной основной серии (калиевые пироксениты, шонкиниты, нефелин-псевдолейцитовые сиениты), а также Даубабинское вулканическое поле калиевых щелочных базальтоидов и трахитов. Имеется еще несколько мелких интрузивных массивов той же ассоциации (Талдыбулак, Жиланда, Кулан и др.).

Северо-Тяньшанская щелочная провинция. В пределах северной части Тяньшанской каледонско-герцинской складчатой области палеозойский щелочной магматизм проявлен в различных по составу сериях. Это калиевые щелочные базальтоиды, фонолиты и трахиты Кольбашинского поля, шонкиниты массива Токайлуашу, граниты, граносиениты, сиениты и нефелин-псевдолейцитовые сиениты массива Кызыл-Омпул (Киргизский хребет), сиениты, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты массива Сандык (Джумгальский хребет), перидотиты, габбро, щелочные и нефелиновые сиениты массива Чон-Ашу (хр. Терской-Алатау).

Кокшальская щелочная провинция. Массивы щелочных пород здесь приурочены к разломам, развитым в зоне сопряжения Чаткало-Нарынской герцинской складчатой области с выступом древнего фундамента — Таримской глыбой. Среди щелочных

4215

Институт Геологических Наук АН Арм.ССР Библиотека

интрузивов карбон-пермского возраста Карабельский массив сложен габбро, эссекситами и монцонитами, а Кайчинский, Айлагырский, Ачикташский и Джангартын-Башинский являются сложными полиформационными комплексами, в составе которых принимают участие породы трех различных серий: 1) пироксениты, шонкиниты, сиениты; 2) якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты; 3) пуласкиты и нордмаркиты. Жильные тела карбонатитов завершают формирование массивов. Узунбулакский, Сарыксайский и Суртекинский щелочные массивы, сложенные щелочными и нефелиновыми сиенитами, кварцевыми сиенитами, располагаются вблизи Кайчинского, Айлагырского и других массивов, но связаны с разломами другого направления, также секущими герциниды.

Туркестано-Алайская щелочная провинция расположена в области герцинской складчатости, разбитой серией субширотных и поперечных разломов на ряд тектонических блоков. Здесь имеется более двадцати щелочных массивов большей частью пермотриасового и один (Тутекский) — палеогенового возраста. Массивы образуют две полосы — северную и южную. В северной полосе Кштутский, Саркендский и другие полиформационные массивы сложены следующими ассоциациями пород: 1) габбро и монцониты; 2) граниты и сиениты; 3) щелочные и нефелиновые сиениты. В южной полосе Джилисуйский, Ходжаачканский, Ясманский и другие массивы сложены нефелиновыми и щелочными сиенитами, вслед за которыми образовались кварцевые сиениты и граниты. Расположенный здесь же третичный Тутекский массив образован нефелиновыми и щелочными сиенитами.

Зеравшано-Гиссарская щелочная провинция приурочена к зоне субширотных разломов мобильного Зеравшано-Гиссарского пояса герцинид Южного Тянь-Шаня. Чимтарга-Казнокский и Казнок-Пасрудский массивы пермского возраста сложены щелочными и нефелиновыми сиенитами и ассоциирующими с ними гранитами. Имеются также штоки фонолитов, трахитов, трахиандезитов.

Кызылкумская щелочная провинция расположена в пределах Кызылкумского стабильного блока герцинид западных отрогов Южного Тянь-Шаня. Верхнепалеозойские щелочные массивы этой провинции — Бозбулакский, Тузкульский, — сложены щелочными и нефелиновыми сиенитами — миаскитами, а также более поздними лейкократовыми гранитами. Здесь же развиты дайки пермских щелочных габброидов.

Памирская щелочная провинция находится в области верхнепалеозойско-мезозойской складчатости с многочисленными более древними стабильными блоками, испытавшей многократную тектоническую активизацию. Щелочной магматизм развит в пределах субширотной Центральной Памирской тектонической зоны. В ее восточной части, осложненной поперечным Сарыкольским разломом, развит калиевый щелочной магматизм, представленный неогеновым Верхне-Дункельдыкским массивом, рядом более мелких интрузивных и субвулканических тел, а также эксплозивными трубками с ксенолитами глубинных эклогитов. Характерные ассоциации пород — фергуситы, бороланиты, псевдолейцитовые сиениты, щелочные сиениты, граносиенит-порфиры. Западнее, вблизи северного ограничения Центральной тектонической зоны, расположена цепочка щелочных интрузивных тел, сложенных габбро, эссекситами и диоритами (Акбайтальский массив и др.). Здесь же расположен Сассыксуйский массив, сложенный габбро, шонкинитами и кварцевыми сиенитами. Кукутская полоса линзовидных тел лерцолитов, пироксенитов и габбро докембрийского возраста, которые в альпийский период подверглись метасоматической нефелинизации с образованием пород от мельтейгитов до уртитов (Дмитриев, 1976).

Таймырская щелочная провинция находится в центральной части п-ова Таймыр. Здесь известен ряд трещинных массивов, штоков, даек, сложенных мезозойскими нефелиновыми и щелочными сиенитами, из которых наиболее крупный — массив Фадью-Куда (Даминова, 1963). В зонах интенсивного метасоматического изменения долеритов трапповых тел имеются образования, которые по составу отвечают щелочным сиенитам и карбонатитоподобным породам.

Маймеча-Котуйская щелочная провинция расположена у северо-западного края Сибирской платформы, ограниченной Хатангским прогибом. Обширная группа интрузивных массивов здесь приурочена к системе меридиональных и поперечных нарушений, сопровождающих главный меридиональный разлом (Егоров, 1969). Все массивы сложены серией щелочных ультраосновных пород с карбонатитами (Одихинча, Кугда, Быхит, Маган, Немакит, Ессей и др.). Среди них крупнейший Гулинский вул-

кано-плутонический комплекс имеет в своем составе меймечиты и щелочные базальтоиды.

Каменская щелочная провинция расположена на обширной площади у северо-западной окраины Сибирской платформы, западнее Маймеча-Котуйской провинции. Здесь известны многочисленные интрузивные тела, поля даек и некки, сложенные нефелиновыми пикритами, лимбургитами, меланефелинитами, щелочными базальтоидами и трахитами, а также щелочными сиенитами и граносиенитами.

Уджинская щелочная провинция расположена на северо-восточной окраине Анабарского щита в зоне меридионального разлома. Здесь имеются массивы Томтор и Богдо, сложенные нефелиновыми сиенитами и ювитами, широко развиты дайки тефритов, а также малиньитов и мельтейгитов.

Чадобецкая щелочная провинция находится в западной части Сибирской платформы и приурочена к зоне древнего глубинного разлома фундамента, обновленного в мезозое. В отложениях платформенного чехла вскрыты штоки и дайки мезозойских щелочных ультраосновных пород с карбонатитами (Чадобецкие магматические проявления). Известны и другие проявления, почти не вскрытые эрозией; они располагаются в узлах пересечения ортогональной системы разломов фундамента.

Енисейская щелочная провинция расположена в пределах байкальской складчатой области обрамления Сибирской платформы. Здесь имеются разнообразные проявления щелочных пород, приуроченные к глубинным ортогональным разломам. Среди них: позднерифейский Средне-Татарский массив и прилегающие к нему массивы нефелиновых сиенитов и ийолитов, палеозойский Кийский массив мельтейгит-уртитов, нефелиновых и щелочных сиенитов и трахитов, Нойбинский, Верхневороговский, Северо-Енисейский и другие массивы щелочных и нефелиновых сиенитов, кварцевых сиенитов, Чапинский дайковый комплекс флогопитовых пироксенитов и кимберлитов и Пенченгинский комплекс габбро-диабазов с карбонатитами.

Кузнецко-Алатауская щелочная провинция расположена в пределах Алтае-Саянской складчатой области, консолидация которой завершилась в раннекаледонский тектонический этап. Впоследствии здесь широко проявились блоковые подвижки фундамента, определившие распределение щелочных массивов серии натриевых щелочных основных пород, таких, как Горячегорский, Кияшалтырский, Тулуюльский и др. (Андреева, 1968). В межблоковых подвижных зонах образовались массивы нефелиновых сиенитов (гора Пестрая). В зоне Кузнецко-Алатауского глубинного разлома сформировался вулкано-плутонический комплекс горы Сокол с характерными сериями калиевых щелочных пород.

Минусинская щелочная провинция расположена к востоку от Кузнецко-Алатауской и также входит в состав Алтае-Саянской раннекаледонской складчатой области. В поднятиях, окружающих Минусинский прогиб, известны Буровский, Сайбарский, Высокогорский среднепалеозойские массивы, сложенные щелочными и нефелиновыми сиенитами и ассоциирующими с ними граносиенитами и нордмаркитами. В наложенных Минусинских впадинах накопление девонских базальтовых толщ сопровождалось появлением небольших прослоев щелочных базальтоидов, нефелинитов; здесь нередки также силлы и дайки тералитов, тешенитов, эссекситов, берешитов.

Восточно-Саянская щелочная провинция расположена на стыке юго-западной окраины Сибирской платформы с байкалидами. В ее пределах широко проявлены протяженные глубинные разломы и блоковые структуры фундамента, перемещенные на разные уровни. Здесь известны Жидойский и Саянские массивы, сложенные ассоциацией пироксенитов, мельтейгитов, ийолитов, фельдшпатоидных и щелочных сиенитов с карбонатитами. Несколько южнее, в байкалидах расположены Пезинский, Ботогольский и Хушаюльский массивы, сложенные нефелиновыми и щелочными сиенитами с контактово-реакционными ийолитами. Массив Крыжинский выполнен ассоциацией габброидов с щелочными и нефелиновыми сиенитами, а Нюрганский — ассоциацией щелочных и нефелиновых сиенитов и щелочноземельных гранитов (Костюк, 1974).

Сангиленская щелочная провинция приурочена к Сангиленскому срединному массиву с древним докембрийским фундаментом, расположенному на юге Алтае-Саянской складчатой области. Срединный массив осложнен системой дизъюнктивных нарушений северо-западного направления. Здесь расположены массивы, сложенные серией ийолитов, ювитов и геденбергитовых фойяитов: Чикский, Дахунурский, Харлинский, Баянкольский и другие, а также массивы серии пуласкитов, гастингситовых и эгирин-

арфведсонитовых фойяитов, представителем которых является Коргередабинский плутон.

Восточно-Тувинская щелочная провинция является восточной частью Алтае-Саянской складчатой области, осложненной системой субширотных разломов. К ним приурочены верхнепалеозойские щелочные массивы ассоциации нефелиновых и щелочных сиенитов (Дугдинский, Соругский, Чавачский и др.).

Южно-Забайкальская щелочная провинция расположена в области раннекаледонской складчатости, обрамляющей южное окончание Сибирской платформы. Здесь развита система северо-восточных глубинных разломов и оперяющих их поперечных нарушений. Щелочной и субщелочной магматизм проявлялся многократно. Известны массивы Боргойский, Енхорский, Белозерский, сложенные ассоциацией щелочных и нефелиновых сиенитов с диоритами и граносиенитами. Восточнее их находятся Комский, Тучинский, Зимовьечинский, Алтанский и другие массивы; для них характерна ассоциация щелочных и нефелиновых сиенитов с кварцевыми сиенитами и гранитами. Среди нефелиновых сиенитов встречаются мелкие тела амфиболовых уртитов. В мезозойский период активизации каледонид в образовавшихся впадинах накапливались вулканиты (трахибазальты, трахиандезиты, латиты). Здесь же в Забайкалье (р. Бартой) обнаружены четвертичные щелочные вулканиты — субщелочные оливиновые базальты, базаниты.

Витимская щелочная провинция расположена в байкальской складчатой области в пределах Витимского срединного массива (Витимского нагорья), осложненного разломами северо-восточного и субмеридионального направлений. У южного края нагорья находится группа среднепалеозойских щелочных массивов: Мухальский, Верхне- и Нижнебурульзайские, Сайженский, Гульхенский, Амалатский и др. Они сложены породами серии калиево-натриевых щелочных основных пород — габбро-пироксенитами, тералитами, мельтейгитами, ийолитами, уртитами, нефелиновыми сиенитами. В северной части Витимского нагорья известны Ангиджанский, Бамбуйский, Чинский, Ципинский и Окуневский массивы. Ангиджанский и Чинский массивы сложены нефелиновыми и щелочными сиенитами. Ципинский и Окуневский массивы представлены миаскитами и другими нефелиновыми сиенитами. В строении Бамбуйского массива участвуют диориты, габбро-пироксениты, шонкиниты, эссекситы, сиениты и нефелиновые сиениты.

Западнее Витимского срединного массива в байкалидах расположен другой древний срединный массив, в пределах которого находятся Тажеранский массив и массив п-ова Святой Нос, сложенные щелочными и нефелиновыми сиенитами с ийолитами и шпинелевыми пироксенитами.

Северо-Прибайкальская щелочная провинция приурочена к длительно развивавшейся подвижной зоне северо-восточного направления на границе байкалид и Сибирской платформы. Зона маркируется глубинными разломами, грабенами и другими впадинами. Среди известных здесь щелочных массивов Сыннырский сложен характерными калиевыми щелочными породами — нефелин-псевдолейцитовыми сиенитами, сынныритами, пуласкитами. Другие массивы (Гоуджекитский, Акитский, Бурпалинский, Якшинский) сложены нефелиновыми и щелочными сиенитами, часто совместно с гранитами или кварцевыми сиенитами.

Западно-Алданская щелочная провинция приурочена к северо-западной части Алданского щита (Чарская глыба). Здесь в рифтовой зоне мезозойской тектонической активизации находится Мурунский мезозойский узел щелочного магматизма. Наиболее крупное образование — Мурунский вулкано-плутонический комплекс, сложенный породами калиевой линии химизма (нефелин-псевдолейцитовые сиениты, сыннириты, шонкиниты, щелочные сиениты, а также фонолиты и щелочные трахиты); они сопровождаются более поздними субщелочными граносиенитами. Южнее Мурунского узла расположена другая группа калиевых щелочных массивов (Сакунский, Муруринский и др.), которые ассоциируют с субщелочными гранитоидами.

Центрально-Алданская щелочная провинция расположена на участке особенно интенсивных блоковых подвижек фундамента в пределах мезозойского рифтового пояса, рассекающего Алданский щит в широтном направлении. Здесь образовались многофазные вулкано-плутонические комплексы (Якокутский, Томмотский, Джекондинский, Ыллымахский и др.), породы которых принадлежат калиевым щелочным сериям. Это калиевые щелочные гипербазиты и базиты, нефелин-псевдолейцитовые сиениты и лейцитовые фонолиты, щелочные сиениты и трахиты. Инаглинский полиформацион-

ный комплекс сложен более древними дунитами и мезозойскими щелочными породами. Ассоциация шонкинитов и лейцитовых фонолитов со слюдяными кимберлитами известна в Тобук-Хатыстырском районе.

Восточно-Алданская щелочная провинция находится в восточной части Алданского щита. В отличие от его центральной части мезозойский магматизм здесь представлен главным образом гранитоидами, а вулканогенная часть — щелочными трахитами и ортоклазовыми базальтами. Лишь вблизи Улаханской и Бокурской кальдер развиты штоки и дайки шонкинитов и щелочных сиенитов. В этой провинции находятся также домезозойские Арбарастахский массив гипербазитов, щелочных пород и карбонатитов, Ингилийский массив ийолит-уртитов с карбонатитами и внешним кольцом амфиболовых плагиоклазитов и Чадский полиформационный комплекс (дуниты, перидотиты, эссекситы, шонкиниты и габбро-диориты).

Сетте-Дабанская щелочная провинция характеризуется специфической позицией — это краевая часть Алданского щита, которая в нижнем палеозое подверглась дроблению. В мезозое она вторично была вовлечена в область складчатости в виде останцев срединного (краевого) массива. Щелочные интрузивы формировались в среднем палеозое и расположены в виде меридиональной цепочки вдоль края структуры. Массивы Озерный, Поворотный, Гек, Воин, Хамнинский сложены пироксенитами, ийолитами, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами.

Омолонская щелочная провинция приурочена к Омолонскому срединному массиву, который находится среди мезозоид Северо-Востока СССР и подвергался неоднократной тектонической активизации с образованием многочисленных разломов. Здесь имеются каледонские Анмандыканский и Абхитский интрузивные массивы, сложенные кварцевыми нордмаркитами и щелочными сиенитами с небольшими телами нефелиновых сиенитов, а также мелкие тела раннеюрских тешенитов и эссекситов. Западнее Омолонского массива в бассейне р. Индигирки расположен полиформационный Томмотский и другие массивы, приуроченные к зоне долгоживущего глубинного Калчынского разлома. Они сложены ранними интрузивами габбро и пироксенитов, гранитов и сиенитов, а также более поздними щелочными сиенитами. Имеются мелкие тела тешенитов.

Чукотская щелочная провинция. На мысе Дежнева расположен Дежневский щелочной массив, приуроченный к выступу древнего Эскимосского массива. Он сложен псевдолейцитовыми шонкинитами, псевдолейцит-нефелиновыми и щелочными сиенитами в ассоциации с поздними щелочными гранитами. Массивы, аналогичные Дежневскому, широко распространены в пределах Западной Аляски. В районе Анадырского залива имеются лейцитовые тефриты и лимбургиты. В западной части чукотских мезозоид цепочкой вытянулись мелкие массивы (Нуленейский, Иргунейский и др.), сложенные слюдяными и калишпатовыми пироксенитами, эссекситами, шонкинитами, нефелин-содалитовыми и щелочными сиенитами. Здесь же известны небольшие покровы и дайки лейцититов и лейцитовых фонолитов.

Курило-Камчатская щелочная провинция приурочена к сложной кайнозойской блоково-складчатой области, где имеются глыбы с древним фундаментом и зоны долгоживущих глубинных разломов. В ее пределах выделяется структурно-фациальная зона Центральной Камчатки, где развиты меловые базальты и трахибазальты, сопровождаемые лейцититами, лейцитовыми тефритами и трахитами. Здесь же имеются интрузии пироксенитов и сиенитов, по составу отвечающих шонкиниту (Флеров, Колосков, 1976).

В западной части Камчатки широко распространены мелкие тела сиенитов, монцонитов, ийолит-уртитов, шонкинитов, тешенитов, тефритов, лейцитовых трахитов и др. На востоке Камчатки также имеются мелкие тела лейцитовых тефритов и пикритов, а вблизи кальдеры Толбачик обнаружены выходы биотитовых пироксенитов, габбро и шонкинитов. На Курильских островах известны позднемеловые силлы эссекситов, анальцимсодержащих трахидолеритов, анальцимовых сиенитов. На о-ве Сахалин широко развиты меридиональные разломы, к которым в северной части острова (мыс Гарднер) приурочены эссекситы, а в западной — широко развиты мелкие массивы, сложенные монцонитами, эссекситами, тешенитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами. На юге Сахалина в юрско-меловой толще вулканогенно-осадочных пород обнаружены лавовые потоки, лавобрекчии санидиновых трахибазальтов и лейцитовых тефритов, а также выходы шонкинитов и ийолитов.

Сихотэ-Алинская щелочная провинция расположена в пределах Сихотэ-Алинского антиклинория, перекрытого мезозойскими толщами и разбитого системами глубинных разломов, неоднократно обновлявшихся в мезозое и кайнозое. Здесь известны мезозойский Кокшаровский массив, сложенный биотитовыми пироксенитами, якупирангитами, ийолит-мельтейгитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами с небольшими телами карбонатитов. Рядом расположен Погинский нефелин-сиенитовый массив (Руб, Залищак, 1964). В связи с третичными разломами широко развиты дайки и силлы щелочных калиевых и натриевых базальтоидов. И.Н. Говоров (1976) указывает на широкое развитие в узлах третичной тектонической активизации мелких тел эссекситов, шонкинитов, эпилейцитовых фонолитов и трахитов. У восточной окраины Ханкайского срединного массива развиты мелкие субвулканические тела лейцитовых анкаратритов и абсарокитов, лимбургитов, нефелиновых тефритов. Здесь же отмечены выходы нефелин-анальцимовых сиенитов.

ЗАРУБЕЖНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Помимо Советского Союза, щелочные магматические серии известны на всех континентах мира, включая Антарктиду (см. рис. 4). Ниже приводятся краткие сведения о петрографических провинциях континентов, которые необходимы для сравнительного геолого-петрографического анализа щелочных проявлений разных магматических серий.

Европейский континент. Щелочные магматические серии в Западной Европе известны в целом ряде провинций. Так, в Португалии в альпидах расположены мелкие третичные массивы шонкинитов, пуласкитов, фойяитов Сьерры Мончик, Альтер Педросо, тералитов и сиенитов Синтра, нефелиновых сиенитов Кампо Майор, нефелин-сиенитовых гнейсов Кевадас. В Испании в Северных Пиренеях имеется нефелин-сиенитовый массив Фито, а в Южной Испании проявлены калиевые базальтоидные вулканиты.

На севере Италии имеется массив Предаццо, сложенный серией калиево-натриевых щелочных основных пород. Вдоль итальянского побережья от Римской провинции до Везувия и на прилегающих островах распространены высококалиевые щелочные вулканиты, благодаря их широкому распространению пошло название "средиземноморский тип щелочных базальтов". Преобладают породы щелочных основных серий, но в Умбрии (Венанцо) известны лавы калиевых щелочных ультраосновных пород, а в районе Альбено и Флигрейских полей — лейкократовые лейцитовые лавы типа италитов. Помимо Италии, калиевые щелочные вулканиты и субвулканические тела известны на островах Эгейского моря, в Югославии, Албании, Франции (миоцен-четвертичные вулканы Центрального Французского массива), Болгарии (в Родопо-Эгейской области и в Бургасском синклинории). В Румынии в Восточных Карпатах находится массив Дитро, сложенный щелочными и нефелиновыми сиенитами. В Венгрии и Южной Словакии распространены небольшие проявления лейцитовых пикритов и нефелиновых базанитов. В северо-западной части Чехословакии (Дуповские горы и Чешское Среднегорье) вдоль молодой рифтогенной структуры широко развиты вулканические миоцен-четвертичные проявления фонолитов и щелочных трахитов, нефелинитов и мелилититов, щелочных базальтоидов, а также небольшие тела эссекситов, тералитов, щелочных пироксенитов, канкринит-нефелиновых и содалитовых сиенитов (Kopěcky, 1974). На продолжении этой структуры к востоку, в Польше, распространены вулканиты серии калиево-натриевых щелочных основных пород, а также массивы тешенитов.

Чешско-Силезская рифтогенная структура является частью сложной Центрально-Европейской рифтовой системы. Последняя включает Северо-Рейнскую (Эйфель, Фогельсберг, Рен и другие магматические проявления) и Южно-Рейнскую вулканические области (Кайзерштуль, Хегау, Штайнгейм и др.), а также Центральный Французский массив. В пределах этой рифтовой системы широко представлены калиево-натриевые и калиевые щелочные серии в виде вулканических полей или скоплений субвулканических тел. Наиболее известный из них миоценовый вулкано-плутонический комплекс Кайзерштуль сложен лейцитовыми тефритами и базанитами, некками фонолитов, субвулканическими телами эссекситов, тералитов, шонкинитов, монцонитов и имеет центральный шток карбонатитов.

Севернее этой рифтовой системы в пределах Норвегии расположен субмеридиональ-

ный верхнепалеозойский грабен Осло, ограниченный глубинными разломами и заполненный вулканитами (трахибазальты, трахиандезиты, ромбенпорфиры, трахиты, риолиты). Позднее здесь образовались многочисленные сложные интрузивные тела монцонитов, эссекситов, сиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, щелочных и биотитовых гранитов. На территории Великобритании щелочные породы известны главным образом в Шотландии. В районе оз. Борралан находится герцинский лакколит, сложенный гранат-содержащими сиенитами и нефелиновыми сиенитами, а в районе Лугар — герцинский тешенит-пикритовый силл. В составе третичной Брито-Арктической петрографической провинции среди толеитов изредка присутствуют базальты повышенной щелочности и тешениты (о-в Шайант). В Ирландии в районе Карлингфорд известны дайки щелочных сиенитов с эвдиалитом и нептунитом, а также интрузия пуласкитов Кнок нан Кулиан.

Щелочные массивы Балтийского щита относятся к серии калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород (Сокли, Иивара в Финляндии, Фен в Норвегии, Ально в Швеции), к серии калиево-натриевых щелочных основных пород (Альмунге и Норра-Черр в Швеции) и к серии щелочных сиенитов и миаскитов (Сиилиньярви в Финляндии, Стьерной в Норвегии). Более подробно они рассмотрены ниже.

Африканский континент. Этот континент отличается весьма широким развитием щелочных пород, известных в десятках петрографических провинций и образовавшихся начиная от среднего протерозоя до современных щелочных лав вулкана Ниарагонго. Распространение и тектоническое положение щелочных провинций охарактеризовано в работе С.Е. Колотухиной и др. (1964).

В северо-западной части Африки в области Атласских гор на границе с Африканской платформой известен ряд щелочных массивов: четвертичный анкаратритовый вулкан Талзаст с некком ийолитов, нефелин-сиенитовый массив Бу-Аграо, карбонатитовый массив Тамазерт.

В пределах Африканской платформы находится массив Табатанат нефелиновых сиенитов в ассоциации с сиенитами и гранитами. В северо-восточной части Сахары обнаружены лавы калиевых щелочных ультраосновных пород (катунгитов), а на плато Хогар — небольшие выходы фонолитов. В северной части этого плато находится провинция Амадрор, где сконцентрированы многочисленные вулкано-плутонические комплексы, включающие серию калиево-натриевых щелочных основных пород (Теллертеба, Ассегафи и др.), южнее известен карбонатитовый массив Адрар Тадхак, а восточнее — выходы нефелиновых сиенитов, ассоциирующих с щелочными гранитами (массив Гебель Ауэнат). На плато Тибести широко развит третично-четвертичный вулканизм, где совместно с субщелочными оливиновыми базальтами развиты щелочные трахиты, риолиты и фонолиты.

Вблизи западного побережья Африки, на окраине Либерийского щита расположен архипелаг островов Лос, представляющий собой единый массив фойяитов. Вблизи него известен массив ийолитов и уртитов. Несколько восточнее в Гане развиты лейкократовые нефелин-сиенитовые гнейсы, а в соседнем Бенине известны выходы калиевых щелочных ультраосновных пород (фицроитов), ассоциирующих с кимберлитами. В западной части Нигерии описан массив, сложенный биотитовыми пироксенитами и щелочными сиенитами, а в северной части Нигерии известны выходы мезозойских калиево-натриевых щелочных базальтоидов.

Известная подвижная зона "линия Камеруна" также богата представителями щелочного магматизма: это мел-четвертичные лавовые потоки и вулканические постройки, сложенные нефелинитами, лейцититами, гаюиновыми фонолитами (гора Этинде, вулканы Камерун, Бамбуто и др.), экструзивные тела трахитов и фонолитов. Щелочные проявления продолжаются на островах Принсипи, Сан-Томе и других, где наряду с базальтами развиты тефриты, фонолиты и трахиты.

Южнее Камеруна, в Анголе, вдоль подвижной зоны северо-восточного простирания расположен ряд мезозойских карбонатитовых массивов (Чивиро, Лунго, Лонгоньо, Чианго и др.), вулкано-плутонических комплексов, сложенных щелочными и нефелиновыми сиенитами, ийолитами, а также фонолитами и нефелинитами (горы Чамасо, Элонга, Нонга, Баломбо и др.), имеются скопления даек ийолитов, тефритов, лимбургитов. Подвижная зона Анголы переходит на северо-востоке в грабен Лупата, вдоль которого на территории Заира расположены выходы кимберлитов.

На территории Намибии имеются три самостоятельные щелочные провинции. В

самой северо-западной части Намибии известны небольшие выходы карбонатитов (массив Эпембе и др.), возраст которых — поздний докембрий. В центральной части территории щелочные массивы представлены породами различного состава — это мезозойская провинция Дамараленд. Здесь имеются содалит-сиенитовый массив мыса Кросс, фойяитовый массив Этаненекоп, сложный массив центрального типа Оконджиджи с серией калиево-натриевых щелочных основных пород, полиформационный комплекс Мессум, массивы щелочных пород и карбонатитов Калькфельд, Ондуракоруме, Окорусу и др. В южной части Намибии, южнее горы Виндхук, имеется поле некков, штоков и даек фонолитов и трахитов, а также лимбургитов, щелочных перидотитов и шонкинитов. Еще южнее находятся нижнемеловые фойяитовые массивы провинции Людериц: Гранитберг, Драченберг и Помона, вблизи них находится вулканическое поле фонолитов, а еще восточнее имеется узел даек монтичеллитовых перидотитов и карбонатитов Гросс Бруккарос.

Щелочные породы имеются и на юге Африканского континента. Большинство массивов группируется в Трансваальской провинции вблизи и в пределах Бушвельдского магматического норит-гранитного комплекса. Среди них крупнейший (570 км^2) вулкано-плутонический верхнепротерозойский комплекс Пилансберг расположен в узле диагональных разломов и сложен фойяитами, луявритами, тингуаитами, а также фонолитами, трахитами, долеритами, кимберлитами. Восточнее вдоль северо-восточной линии расположены вулкано-плутонические фойяит-фонолитовые комплексы Левфонтейн, Франспурт, Лейвкрааль и др. Здесь же распространены карбонатитоносные среднепротерозойские массивы серии калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород Палабора и Спицкоп, а также субвулканические массивы Гудини, Крюдфонтейн и др. Они сопровождаются большим числом малых тел такого же состава. На северо-востоке ЮАР и прилежащих к ней территориях Зимбабве и Мозамбика распространены мезозойские субщелочные оливиновые базальты, которые переслаиваются с нефелинитами и лимбургитами, а более поздние вулканиты представлены серией базальт—трахит—фонолит. Отдельные массивы щелочных сиенитов сопровождаются фенитами.

Щелочные провинции Восточной Африки приурочены к докембрийским и мезозойским разломам, а также к кайнозойской системе Великих Восточно-Африканских рифтов. Здесь известны три мезозойских массива, обычно относимых к серии щелочных ультраосновных пород с карбонатитами (Шава, Дорова и Чишанья). Массив Шава с центральным штоком дунитов может быть отнесен к полиформационным комплексам. В мезозойской провинции Нуанетси, характеризующейся габбро-гранитным и базальт-риолитовым магматизмом, имеются два щелочных массива. Один из них — Марангудзи — сложен габбро, гранитами и щелочными породами (фойяиты, пуласкиты, псевдолейцитовые ювиты, малиньиты), а второй (Мадавула) — нефелиновыми сиенитами и малиньитами. Мезозойская рифтогенная структура с грабеном Руфунза контролирует распределение карбонатитовых массивов (Мвамбуто, Калуве, Начомба, Чазвета и др.). Несколько обособлены от них массивы нефелин-содалитовых и нефелин-канкринитовых сиенитов. К югу от долины р. Замбези известны выходы молодых лав фонолитов и нефелинитов.

Щелочные провинции расположены в пределах мезозойского рифта оз. Малави (Ньяса), обновленного в кайнозое в период образования Великих Восточно-Африканских рифтов. Здесь широко распространены карбонатитовые массивы, образующие две субмеридиональные цепочки вдоль рифтовой долины Шире — западную (Маломбе, Канканкунде, Палула и др.) и восточную (Чилва, Тундулу, Нканлонже и др.). Между ними расположены массивы Чикала, Чаоне, Монголве, Чиндуси, Джунгуни, сложенные щелочными сиенитами — субщелочными сиенитами (пертозитами), пуласкитами, фойяитами. На территории Мозамбика также развиты массивы карбонатитов (Муамбу, Лупата) и нефелиновых сиенитов (Чуара, Саламбидве и др.).

Расположенный к востоку от Африки о-в Мадагаскар представляет собой часть Африканской платформы. На его северо-западе развиты щелочные массивы серии калиево-натриевых щелочных основных пород (Носи-Комба, Локобе и др.). В центре острова имеется вулканическая область Анкаратра с анкаратритами, базанитами, фонолитами, щелочными трахитами.

На территориях Танзании, Кении, Уганды, Бурунди, Руанды и восточной части Заира, представляющих собой мозаику приподнятых докембрийских щитов, расположена кайнозойская система Восточно-Африканских рифтов, во многом унаследовавших

разломы и рифты мезозоя и докембрия. Это огромное Восточно-Африканское поднятие существовало уже в мезозое и продолжало подниматься в палеогене, а рифты начали формироваться только в неогене (Белоусов и др., 1974).

В пределах зоны Западного рифта расположены вулканические поля Форт Портал, Торо-Анколе, Вирунга, Букаву (нижнеплиоценовые, четвертичные), где распространены: пикро-базальты и трахиты; бесполевошпатовые фельдшпатоидные породы серии калиевых щелочных ультраосновных пород (мафуриты, катунгиты, угандиты и др.); лейцит-полевошпатовые породы (лейцитовые базаниты и тефриты); трахибазальты с трахитами, латитами и риолитами; меланефелиниты и карбонатиты (Белоусов и др., 1974). К Западному рифту тяготеют в своем распространении массивы Луэш, Бингу, Кибуи, Кавези, Каронге, сложенные карбонатитами и канкринитовыми сиенитами. В районе Форта Портал (Уганда) развиты туфы и потоки карбонатитовых лав.

Восточная ветвь рифтовой системы также контролирует распространение щелочного вулканизма. Здесь развиты следующие серии пород: 1) калиево-натриевых щелочных основных пород (щелочной пикрит, оливиновый тефрит, фонолит); 2) калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород (меланефелинит, анкаратрит, мелилитит, меланефелинит, карбонатит). Помимо них, широкое развитие имеет субщелочная серия пород (пикробазальт, оливиновый базальт, трахиандезит, трахит), с которой иногда ассоциируют фонолиты. Ограниченное распространение имеют кварцевые трахиты, пантеллериты и комендиты. Обособленно развиты платофонолиты, слагающие огромные массы в Центральной и Южной Кении. Субвулканическая серия, тесно связанная с кайнозойским вулканизмом, представлена мельтейгитом, ийолитом, уртитом, нефелин-канкринитовым сиенитом, карбонатитом (вулканы Напак, Тороро, Йелеле и др.).

В пределах Восточной Африки есть и более древние рифейские щелочные массивы, в частности нефелин-сиенитовый массив Катари, габбро-нефелин-сиенитовые массивы Мбози, Нкумбва.

Северным продолжением Восточно-Африканских рифтов считают Эфиопский рифт, в пределах которого широко развит субщелочной базальтовый и трахитовый вулканизм. В Афарском рифте обнаружены современные вулканы с калиево-натриевыми щелочно-базальтоидными лавами. В районе Аденского рифта известны карбонатитовый массив Дарклайн и небольшой массив Адуа, сложенный нефелиновыми сиенитами.

Щелочные массивы известны в Судане, в его восточной части (Красноморские горы), входящей в состав Судано-Аравийского байкальского складчатого пояса. Магматизм здесь контролирует система северо-восточных и меридиональных глубинных разломов древнего (вендского?) заложения и длительного развития. Много позднее образовался сам рифт Красного моря. В этом регионе образовалось свыше десятка полиформационных магматических комплексов, включающих ультраосновные, основные и кислые породы, а также нефелиновые и щелочные сиениты, щелочные базальтоиды, трахиты и карбонатиты (массивы Кур, Саса, Салала и др.). Характерна значительная длительность их формирования. В западной части Судана в пределах докембрийской платформы вдоль меридионального разлома располагается цепочка массивов нефелиновых сиенитов, ассоциирующихся со щелочными гранитами. На плато Дарфур известны покровы базальтов с отдельными выходами фонолитов и трахитов.

В Египте имеется большая группа третичных вулкано-плутонических комплексов центрального типа (Абу Хрук, Эль Фокани, Эль Нага и др.), сложенных габбро, эссекситами, нефелиновыми сиенитами, пуласкитами, нордмаркитами и гранитами, а также вулканитами (субщелочными базальтами, фонолитами, трахитами).

Северо-Американский континент. На этом континенте известен ряд щелочных провинций, приуроченных к главным континентальным структурам: Канадскому щиту, Северо-Американской платформе, Гренвильской складчатой области, складчатой области каледонид и герцинид в Аппалачах, мезозоид в Кордильерах. Широко развиты долгоживущие области тектонической активизации. Так, Лаврентийская система рифтов была заложена еще в докембрии, а максимальное развитие получила в мезозое. Зона верхнепалеозойской—раннемезозойской активизации сечет в северной части Аппалачскую складчатую область. Своеобразной областью тектонической активизации в мезозое—кайнозое является восточная часть Скалистых гор (плато Колорадо и др.). Широкое развитие на западе континента получили мезокайнозойские рифтовые системы — рифты Скалистых и Каскадных гор, рифтовая система Бассейнов и Хребтов, рифт Сан Андреас и др.

Щелочные массивы и вулканические поля образуют ряд обширных провинций — Канадскую, Северо-Аппалачскую, Кордильерскую, Западно-Аляскинскую. Поскольку Гренландия своей большей частью входит в состав Канадского щита, то сюда можно добавить и Гренландскую щелочную провинцию.

Канадская щелочная провинция (Currie, 1976) почти полностью расположена в пределах Канадского щита. Здесь широко развита серия калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород с карбонатитами. Среди них известны среднепротерозойские массивы (Карджил Лейк, Джемс Бой), расположенные вдоль разломов северо-восточнее оз. Верхнего. Вблизи последнего сосредоточена группа верхнепротерозойских карбонатитоносных массивов (Лекнер Лейк, Сибрук Лейк, Файердсенд Ривер и др.). Западнее их расположена еще одна группа карбонатитоносных массивов (Прейри Лейк и др.). В юго-западной части щита и в прилегающей области гренвильской (байкальской) складчатости располагаются нефелин-сиенитовые массивы Халибуртон-Банкрофт, Блю Маунтин и др. В северо-западной части щита имеется ряд особенно древних (2700—1700 млн. лет) щелочных массивов, в частности, массив Каминак, сложенный якупирангитами, ийолитами, нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами (Davidson, 1970), массив Пуба такого же состава, а также массив Иеллоунайф нефелиновых и содалитовых сиенитов.

Рифтовая Лаврентийская зона, протягивающаяся от г. Оттавы на восток и северо-восток к Атлантическому океану, сопровождается венд-нижнепалеозойскими щелочными массивами с карбонатитами Сент Оноре, Брен Айлик и др. На западе Лаврентийская зона смыкается с субширотной зоной разломов, контролирующих размещение верхнепалеозойских—мезозойских щелочных массивов Монтериджен. Здесь распространена серия калиево-натриевых щелочных основных пород (Ямаска, Бром, Шеффорд, Монт Рояль и др.). На западе этого региона и на краю щита в области активизации Лаврентийского рифта расположен мезозойский карбонатитовый массив Ока.

Северо-Аппалачская провинция структурно смыкается с регионом Монтериджен. Здесь широко распространены массивы нефелиновых и щелочных сиенитов, ассоциирующих с габбро, диоритами, кварцевыми сиенитами и гранитами (Ред Хилл, Каттингсвиль, Белкнап, Плезент, Личфильд и др.). В Центральных Аппалачах имеются небольшие массивы нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов (Бруквиль и др.).

Кордильерская щелочная провинция охватывает одноименную часть гигантской складчатой области, включая активизированный регион Скалистых гор. В выступах фундамента (срединные массивы и приподнятые блоки активизированных зон) имеются докембрийские и нижнепалеозойские массивы: Паудерхорн (Колорадо), сложенный пироксенитами, мельтейгитами, уртитами, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами, близлежащие Джем Парк, Мак Клур, а также Айс Ривер (Британская Колумбия) относятся к этой же серии. Особый состав имеет массив Маунтин Пасс (Калифорния), представляющий собой скопление даек и жил карбонатитов, штоков шонкинитов и сиенитов.

На границе Кордильер и платформы расположена группа палеогеновых щелочных массивов и вулканических проявлений Монтаны, относимых к серии калиевых основных пород (Берпо, Хайвуд, Крези, Литтл Белт и др.). Южнее, в штате Вайоминг (Лейцитовые холмы), находятся вайомингиты и другие породы серии калиевых щелочных ультраосновных пород. Здесь же известны лавы фонолитов и щелочных трахитов. Еще южнее (на плато Колорадо) известны выходы вулканитов и вулкано-плутонических комплексов серий калиевых и калиево-натриевых щелочных основных пород (Крипл Крик, Чикос Филд, Хопи Баттс, Навахо). На территории Техаса и в Мексике имеется ряд третичных массивов анальцимовых и нефелиновых сиенитов (Солитарио, Серранио-дель Буро и др.), а также щелочно-габброидный массив Сан Карлос. На побережье Мексиканского залива обнаружены тела нефелинитов, базанитов и фонолитов.

Кордильерская провинция на северо-западе сменяется Западно-Аляскинской, где вдоль раннемезозойского рифта север-северо-восточного простирания, секущего п-ов Сьюард, расположены мезозойские массивы (Гранит Маунтин и др.), которые представлены серией калиевых щелочных средних пород. Они аналогичны щелочному массиву мыса Дежнева (Чукотка).

Арканзасская провинция находится в складчатом обрамлении Северо-Американской платформы. Разломы этой области были активизированы в мезозое, а в верхнем мелу

образовался полиформационный вулкано-плутонический комплекс Магнет Ков и более мелкие массивы. В составе комплекса Магнет Ков принимают участие серии калиево-натриевых щелочных ультраосновных и калиевых основных пород. В прилежащей окраине платформы известны пермские дайки щелочных и нефелиновых сиенитов, а также девонские кимберлиты.

Гренландская провинция представлена докембрийскими и третичными щелочными массивами. Докембрийские верхнепротерозойские массивы расположены вдоль южного и западного берегов острова. Среди них выделяется массив Илимауссак, сложенный авгитовыми сиенитами, пуласкитами и стратифицированными нефелиновыми сиенитами; имеются также арфведсонитовые граниты. Близкий состав имеет крупный массив Игалико, вблизи которого обнаружены дайки, некки и диатермы биотитовых пироксенитов, мелилитолитов, перидотитов и карбонатитов. Вблизи массива Илимауссак расположен массив Нарсак, сложенный породами калиево-натриевой щелочной основной серии. Ею же сложена группа массивов и гигантских даек Тагтьюток, а также массивы Кунгнот, Клоккен. В юго-западной части острова расположен массив Гроннедаль Ика, в строении которого принимают участие нефелиновые сиениты, пуласкиты, ийолиты, и более поздние карбонатиты. Среди даек встречены трахиты и фонолиты. На западном побережье в районе о-ва Диско обнаружен новый карбонатитовый массив.

Восточное побережье Гренландии сложено складчатыми каледонидами, перекрытыми осадками палеозоя и мезозоя. Здесь широко развиты третичные базальты, среди которых обнаружены щелочные базальтоиды, а в ледниковых глыбах — фонолиты, нефелиниты, лимбургиты. Наиболее крупный третичный щелочной массив Кангердлугссук сложен нордмаркитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами. Широко распространены третичные массивы серии калиево-натриевых щелочных основных пород (Вернер Бьерг, Мелем Глетчер и др.). В последние годы здесь обнаружен сложный третичный комплекс Гардинер, сложенный дунитами, перидотитами, пироксенитами, ийолитами, мелилитолитами с дайками карбонатитов.

Южно-Американский континент. Наиболее значительной является Бразильская провинция, приуроченная к Бразильскому щиту, а в его пределах к ослабленной зоне линеамента Сан-Франсиско. Здесь имеются мезозойские карбонатитоносные массивы серии щелочных ультраосновных пород Якупиранга, Араша, Анитаполис и др., а также один из крупнейших нефелин-сиенитовый массив Итатийа и вулкано-плутонический фонолит-нефелин-сиенитовый комплекс Пасос де Кальдас. Известны многочисленные вулканические центры (Фернандо Норона и др.) с нефелиновыми базанитами и лейцитовыми фонолитами.

В Парагвае в синеклизе р. Параны расположен щелочной массив Фето дос Моррос, сложенный фойяитами и щелочными сиенитами. В Боливии на западном крае Бразильского щита находятся нефелин-сиенитовые массивы Ла Пас и Церро-Сапо с жильными проявлениями карбонатитов. В мезозоидах северо-востока континента встречаются щелочные базальтоиды и фонолиты.

Азиатский континент. Помимо СССР, щелочные породы известны в пределах фрагментов Китайских платформ, а также в складчатых областях байкалид, каледонид, герцинид, мезозоид, альпид.

Широко проявлен щелочной магматизм в Монголии. В ее северной части (Прихубсугулье) развиты массивы двух щелочных серий, связанные с системой транссструктурных северо-западных разломов — серии калиево-натриевых щелочных основных пород (Овэрмаратгольский, Додтамгольский, Бэлтэсингольские и др.) и серии щелочных средних пород (Барунманханский, Модисульский и др.). Этот регион структурно и петрографически тесно связан с Сангиленской щелочной провинцией СССР. В Южной Монголии распространение щелочных пород контролируется субмеридиональными и субширотными разломами. Вдоль последних протягивается полоса мезозойских щелочных вулканитов (лейцитовых тефритов и фонолитов, трахитов и риолитов). Здесь же развиты субвулканические тела шонкинит-порфиров, сиенит-порфиров, сиенитов и нефелиновых сиенитов; имеются штокверковые зоны карбонатитоподобных пород (Мушугай-Худук, Боян-Хушу и др.). Здесь же находится нижнеюрский Лугингольский массив, сложенный псевдолейцитовыми и нефелиновыми сиенитами.

На территории КНР в провинции Шанси известны мелкие тела щелочных и нефелиновых сиенитов; распространены они и в Маньчжурии. На огромной площади Восточной Маньчжурии и соседней КНДР распространены миоцен-четвертичные платобазальты,

а также вулканические постройки, сложенные нефелиновыми и лейцитовыми тефритами. Такие же вулканиты известны в юго-восточной части Китая. В КНДР в районе Фукушинцан находится массив, сложенный гранатсодержащими нефелиновыми сиенитами и ийолитами. Во Вьетнаме распространены нефелин-сиенитовые гнейсы.

Регион побережья и островов Японского моря характеризуется широким развитием лав четвертичного возраста, в составе которых, помимо оливиновых базальтов, принимают участие фонолиты, щелочные трахиты, комендиты, нефелиновые тефриты, лимбургиты. Такие же четвертичные вулканиты, но с преобладанием лейцитовых разностей распространены в Малайзии и Индонезии.

На территории Индии известны щелочные провинции, большей частью открытые в последние годы. На юго-востоке вдоль серии северо-восточных разломов развит ряд массивов докембрийских карбонатитов (Коратти, Джокипатти и др.), а также щелочных и нефелиновых сиенитов (Редипатти и др.). Севернее Бомбея в районе Нормада-Сон также распространены третичные карбонатитоносные массивы, среди которых наиболее известен Амба Донгар. Щелочные и нефелиновые сиениты известны также в районах Сивамалаи и Пиккили. Кроме того, в Раджастане и других местах развиты нефелин-сиенитовые гнейсы. Среди траппов Декана встречаются выходы щелочных базальтоидов и трахитов. В Низких Гималаях Непала обнаружены карбонатиты. Целая провинция карбонатитов и нефелиновых сиенитов установлена в Западном Пакистане (район Чамла). В Бирме (райн Могок) известны выходы ийолитов.

В странах Ближнего Востока имеются отдельные массивы щелочных пород. В Южном Афганистане развиты плиоцен-четвертичные щелочные вулканиты (лейцитовые фонолиты, трахиты и др.). Среди них выделяется вулкан Ханнешин, сложенный карбонатитами. В Турции в районе Требизонда распространены лавы лейцитовых тефритов и лейцититов. На Синайском полуострове обнаружены эксплозивные тела карбонатитов, а в районе Мертвого моря имеются мелкие тела эссекситов, тералитов и карбонатитов. Такие же проявления известны вблизи Адена и на западе Аравийского полуострова.

Австралийский континент. На территории Австралии известен ряд щелочных провинций. Так, провинция Кимберли с породами серии калиевых щелочных ультраосновных пород (фицроиты, волжидиты и др.) расположена на границе докембрийского блока и протерозойского трога Фицрой. Здесь же в последние годы обнаружены кимберлиты. Провинция Центральной Виктории и Нового Южного Уэльса, где развита кайнозойская серия базальтов, фонолитов и трахитов, сложена герцинидами и разбита системой субмеридиональных разломов. На о-ве Тасмания, также сложенном герцинидами, имеются третичные силлы тешенитов, сиенитов и шонкинитов, а также лавы нефелин-мелилитовых тефритов, лимбургитов.

В Новой Зеландии (Отаго, Данедин) распространены плиоценовые базаниты, нефелиниты, фонолиты, трахиты.

Океанические острова. Расположенные на вершинах подводных вулканических поднятий (подводные вулканические горы и хребты) вулканические острова развивались на коре океанического и субконтинентального типа. Щелочные породы известны на многочисленных островах Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Д. Кармайкл и др. (Carmichael et al., 1974) выделяет следующие шесть типов петрографических провинций, где главную роль играют щелочные породы: 1) нефелинит-фонолитовый островов Тринидат и Фернанду-ди-Норонья в Атлантическом океане; 2) тефрит-фонолитовый о-ва Таити (Тихий океан) и островов Гвинейского залива (Атлантический океан); 3) щелочных базальтоидов и трахитов о-ва Святой Елены и Азорских островов в Атлантическом океане; 4) калиевый тефрит-трахибазальт-трахитов островов Тристан-да-Кунья и Гоф в южной части Атлантического океана и островов Кергелен и Херд в южной части Индийского океана; 5) толеит-ферробазальт-щелочнотрахит-кварцево-трахитов Галапагосских островов в Тихом океане и Исландии в северной части Атлантического океана; 6) Гавайских островов, вулканическая толща которых отличается наличием трех серий: толеитовой, щелочно-базальтоидной и базанит-нефелинитовой.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

За последнее десятилетие существенно изменились представления о тектоническом положении многих провинций и ассоциаций щелочных пород. Ранее считалось, что они сосредоточены в основном на платформах, а стабильное состояние этих структур использовалось в качестве одного из факторов, благоприятных для их образования. В настоящее время стало очевидным, что щелочной магматизм проявлялся при различном геодинамическом режиме. Необходимым условием его развития являлась деструкция консолидированной земной коры как в платформенных, так и складчатых областях, в связи с формированием новых магмоконтролирующих структур.

Наиболее характерные особенности тектонического положения щелочных провинций и различных магматических серий щелочных пород отражены на схематических тектонических картах Советского Союза и мира (см. рис. 3, 4). На них показаны важнейшие тектонические элементы континентов — поднятия архейского фундамента (щиты), платформы и сопряженные с ними древние складчато-глыбовые области (байкальские, раннекаледонские), а также более молодые складчатые пояса (герцинские, мезозойские, альпийские). Анализ карты показывает, что щелочные породы менее всего распространены в океанах, где они сосредоточены на приконтинентальных островах (острова Лос, Канарские и др.), приуроченных к периферии континентальных структур, погруженных при образовании океанов. Щелочные массивы и вулканы тяготеют к сквозным разломным линеаментам типа континент—океан (острова Принсипи, Зеленого Мыса и др.). На континентах щелочные породы концентрируются по периферии всех платформ и в пределах обрамляющих их древних складчатых областей (например, Восточный Саян, Аппалачи и др.). Щелочной магматизм здесь проявлялся неоднократно от протерозоя до кайнозоя в эпохи тектоно-магматической активизации фундамента. При этом устанавливается зональность в размещении различных магматических ассоциаций в направлении от краевых частей платформ к древним и более молодым складчатым структурам. Характерна тесная связь щелочных массивов с длительно развивавшимися глубинными разломами (сквозными и межструктурными), достигающими уровней нижней коры и мантии. Особое значение в размещении щелочных пород принадлежит внутриконтинентальным и континентально-океаническим рифтам, в пределах которых проявления щелочного магматизма отличаются исключительным разнообразием.

На территории Советского Союза (см. рис. 3) развиты все главные структуры континентов, с которыми связано размещение щелочных пород. Это окраины Балтийского, Украинского, Алданского, Анабарского щитов, а также области сочленения Восточно-Европейской и Сибирской платформ с древними складчатыми областями (Урало-Тяньшанская, Алтае-Саянская, Прибайкальская и др.).

В пределах платформ щелочной магматизм проявлялся в различной геолого-тектонической обстановке. Его самые древние проявления ($>$ 2000 млн. лет) приурочены к складчатым структурам фундамента, т. е. они формировались после завершения архейской складчатой области, приурочиваясь к приподнятым рано консолидированным блокам (например, Сиилиньярви на Балтийском щите, Каминак на Канадском щите). Щелочной магматизм также происходил в краевых частях платформ, которые вовлекались в тектонические движения сопряженных с ними складчатых поясов (байкальских, раннекаледонских и др.).

Рассмотрим изменение тектонического положения щелочных массивов на примере Балтийского щита (Кольско-Карельская провинция). Он сложен глубоко метаморфизованными архейскими породами фундамента карелид, нижнепротерозойскими осадочными и вулканогенными формациями, представленными в современном эрозионном срезе гнейсами разнообразного состава, амфиболитами, кварцитами. В пределах складчатой области карелид в среднепротерозойское время возникли крупные прогибы и авлакогены (Печенгский, Имандра-Варзугский), выполненные вулканогенно-осадочными толщами преимущественно основного состава. На раздробленных поднятиях, примыкающих к этим структурам, проявлены серии калиево-натриевых щелочных основных пород и серия миаскитов, щелочных гранитов и сиенитов. К рифейскому времени на большей части территории Кольского полуострова установился платформенный режим, в условиях которого проявились многочисленные интрузивы калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород с карбонатитами. Они залегают в различ-

ных структурных ярусах (от архея до верхнего протерозоя включительно), в пределах структурных блоков всех типов, выделенных при геофизическом глубинном зондировании. Размещение этих массивов подчиняется общей закономерности — они приурочены к разломам и чаще к пересечениям разломов глубинного заложения, однако подавляющее большинство их тяготеет к приподнятому блоку архейских пород (см. рис. 3).

В среднем палеозое восточная часть Балтийского щита была переработана вследствие развития процессов тектоно-магматической активизации, сопровождавшихся возникновением грабенообразной структуры и эффузивным магматизмом. В составе вулканогенной свиты присутствуют пикриты, тефриты, фонолиты, трахиандезиты, трахиты, а также туфогенные сланцы с отпечатками флоры, датированной верхами девона — низами карбона. Затем произошло внедрение огромных объемов щелочной магмы, образовавшей два массива — Хибинский и Ловозерский. Они сложены главным образом фельдшпатоидными сиенитами разнообразного состава с ийолитами, уртитами и ювитами. Образование подобных массивов связано с перестройкой платформенного фундамента, вызванной тектоно-магматической активизацией, которая, по-видимому, сопровождалась изменением внутреннего строения земной коры. Подтверждением этого являются геофизические данные, свидетельствующие о том, что под Хибинским массивом четко выражен подъем границы М земной коры по сравнению со строением окружающего региона (Панасенко, 1969).

Таким образом, в истории формирования восточной части Балтийского щита устанавливается наличие различных щелочных серий, связанных с орогенным (серия щелочных основных пород и серия миаскитов щелочных гранитов и сиенитов), платформенным (серия калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород) этапами тектонического развития щита, а также с эпохой рифтообразования (серия калиево-натриевых фельдшпатоидных сиенитов). Последняя серия возникла только в связи с образованием рифтоподобных структур, в то время как серия калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород проявлялась многократно в разных частях Русской платформы в эпохи оживления глубинных разломов фундамента.

В зависимости от приуроченности интрузивных массивов щелочных ультраосновных пород к приплатформенным глыбовым поднятиям, вовлеченным в тектонические движения сопредельных складчатых областей, или на самих платформах также изменяется состав магматических серий. Так, массивы Маймеча-Котуйской провинции, расположенные в северной периферической части Сибирской платформы, имеют строение центрального типа и сложены серией дунит, пироксенит, перидотит, ункомпагрит, якупирангит-уртит. В то же время массивы краевых выступов фундамента платформ (Восточно-Саянская, Сетте-Дабанская, Енисейская провинции) сложены серией: пироксенит, мельтейгит, ийолит, нефелиновый, канкринитовый и щелочной сиенит. Для них характерны сочетания магматических тел линейного и центрального типа.

В пределах древних складчато-глыбовых областей щелочной магматизм связан с длительной континентальной стадией их формирования, в течение которой он проявлялся по мере консолидации разновозрастных складчатых систем и неоднократного вовлечения в процессы тектоно-магматической активизации. Примером таких областей могут служить байкальско-каледонские сооружения Южной Сибири и сопредельной территории Монголии. В их пределах известно около 200 разновозрастных щелочных интрузивных вулканических проявлений. Интрузивные магматические серии щелочных основных пород и серии щелочных средних (сиенитоидных) пород сосредоточены преимущественно в пределах постскладчатых (эпибайкальских, эпиранненакаледонских) и посторогенных (эпидевонских) поднятий, где их размещение контролируется длительно развивавшимися глубинными разломами и системами крупных тектонических нарушений. В зависимости от приуроченности массивов к различным структурам изменяется состав магматических серий. На крупных выступах доверхнерифейского фундамента (Тувино-Монгольский срединный массив) развиты интрузивы двух серий: ийолит-уртит-ювит- фойяитовой и пуласкит-фойяитовой с мариуполитами. К постскладчатым консолидированным поднятиям тяготеют массивы щелочных основных и средних (сиенитоидных) серий. На их состав влияет тектоническая обстановка, что наиболее отчетливо выражено в щелочной провинции Кузнецкого Алатау. Она расположена в пределах древней складчатой области, консолидация которой завершилась в эпоху салаирского тектогенеза ($Є_{2-3}$).

Для Кузнецкого Алатау характерно неоднородное мозаичное строение, на фоне которого выделяется два типа структур: 1) крупные сводово-глыбовые поднятия, осложненные системой глубинных разломов и оперяющих тектонических нарушений, 2) девонские вулканогенные впадины (Чулымо-Енисейская, Южно-Минусинская, Северо-Минусинская, Назаровская и др.). Формирование данных впадин сопровождалось континентальным щелочно-базальтовым магматизмом с образованием эффузивной серии пород: базальт — трахибазальт — базанит — фонолит — трахит. Среди нижнедевонской эффузивной толщи распространены субвулканические дайкоподобные тела берешитов, порфировидных тералитов и сиенит-порфиров. Гипабиссальные интрузии известны в краевой части Чулымо-Енисейской впадины (массив горы Горячей). Они отличаются многофазным строением и сложены порфировидными разновидностями титан-авгитового габбро, лейкотералитов, полевошпатовых уртитов и фойяитов.

На постскладчатом поднятии Кузнецкого Алатау, имеющем сложное блоковое строение, широко проявился интрузивный щелочно-габброидный магматизм, связанный с оживлением глубинных разломов фундамента и дроблением жестких консолидированных структур. Их расчленение на блоки с различным режимом обусловило возникновение различных серий пород. Одна из них представлена субщелочным габбро, тералитами, уртитами и фойяитами. Ее интрузивные массивы (Кия-Шалтырский, Тулуюльский) распространены в пределах блоков ранней ($Є_2$) консолидации с полным (около 6 км) стратиграфическим разрезом геосинклинальных толщ, среди которых преобладают зеленосланцевые, карбонатно-терригенные и эффузивные отложения. В современном эрозионном срезе массивов поперечных основных пород устанавливается преобладание лейкократовых разновидностей субщелочных габброидов и тералитов при постоянном присутствии нефелин-пироксеновых пород (ийолит-уртиты) и подчиненном развитии фойяитов.

Другая интрузивная серия, образованная субщелочным габбро, фойяитом и сиенитом, приурочена к блокам поздней консолидации ($Є_3 - О$) с сокращенным (около 3 км) стратиграфическим разрезом геосинклинальных толщ, сложенных в основном верхнерифейско-кембрийскими карбонатными отложениями с подчиненным количеством терригенных и вулканогенных пород. Данная серия пород слагает крупные массивы изометричной или овальной форм. Одни из них (Патын, Куль-тайга и др. площадью до 90 км^2) образованы преимущественно габбро-пироксенитами и габброидами (оливинсодержащими, фассаитовыми, керсутитовыми), обладающими нередко отчетливым полосчатым сложением и трахитоидной текстурой. Сиениты и фойяиты имеют подчиненное значение, проявляясь в форме поздних интрузивных тел. Другие более мелкие массивы (Матыр, Сынзас) отличаются лейкократовым обликом и сложены главным образом щелочными и нефелиновыми сиенитами. Они располагаются обычно вблизи разломов либо тяготеют к зонам дробления сильно дислоцированных поднятий.

Серия сиенитов и миаскитов объединяет автономные трещинные интрузии межблоковых мобильных зон, для которых характерна резкая фациальная изменчивость рифейско-кембрийских толщ, широкое развитие различно ориентированных разломных систем и зон дробления, а также значительное распространение нижнепалеозойских интрузивных образований пестрого состава. Сиениты и миаскиты, как правило, образуют небольшие массивы (Берикульский, Гавриловский и др.), более крупный массив горы Пестрой тяготеет к глубинному Кузнецко-Алатаускому разлому.

Для молодых складчатых поясов (герцинских, мезозойских, кайнозойских) характерны калиевые и калиево-натриевые серии щелочных базальтоидных пород. Они сосредоточены по периферии или внутри блоков с древним фундаментом, а также в зонах межструктурных и трансструктурных глубинных разломов. Подчиненное значение имеют интрузивные массивы калиевых щелочных основных и щелочных средних пород (Тежсарский, Дункельдыкский, Дежневский и другие массивы).

Наиболее благоприятными для развития различных серий щелочных пород являются структуры глубинной тектоно-магматической активизации, к числу которых относятся внутриконтинентальные рифты, сквозные рифтогенные разломы и тяготеющие к ним системы вулканогенных грабенов и впадин, образующих иногда протяженные вулканические пояса. Тектоно-магматическая активизация периодически проявляется на отдельных участках земной коры, значительно оторвана во времени от консолидации платформ и складчатых сооружений и ведет к их структурной перестройке с подвиж-

ками отдельных блоков и локальной складчатостью чехла (Хаин, 1981). Для этого процесса характерны оживление разломных швов и возникновение разноглубинных магматических очагов, с которыми связано формирование наложенных крупных вулкано-тектонических структур. В их строении, как правило, участвуют гетерогенные и контрастные по составу магматические серии пород, включающие эффузивные и интрузивные образования. Континентальный магматизм в период тектонической активизации охватывает обширные площади и сопровождается значительным преобразованием земной коры (метаморфизм, метасоматоз). В зависимости от типа тектоно-магматической активизации возникает та или иная серия щелочных пород. В зонах сквозных глубинных разломов иногда формируются крупные массивы высококалиевых щелочных пород, подобные Сыннырскому плутону. К платформенным рифтам приурочены почти все серии щелочных пород, но особенно характерны щелочные ультраосновные породы с карбонатитами, агпаитовые нефелиновые сиениты, фонолиты, все серии калиевых щелочных пород (Восточно-Африканская и другие рифтовые системы).

Анализ тектонического размещения щелочных пород как в пределах главнейших структурных элементов земли, так и в структурах Советского Союза позволяет сделать следующие выводы.

1. Щелочные провинции и магматические серии щелочных пород сосредоточены в основном на континентах и имеют резко подчиненное распространение в океанах, где эффузивные образования повышенной щелочности возникали при формировании вулканических островов в пределах погруженных частей континентов или в зонах сквозных разломных линеаментов типа континент—океан.

2. Размещение щелочных пород на континентах определяется: 1) раздробленными краевыми частями платформ и сопряженными с ними древними складчато-глыбовыми областями, фундамент которых подвергался неоднократной тектоно-магматической активизации, обусловившей создание как интрузивных, так и вулканических серий K-Na щелочных пород; 2) внутриконтинентальными и континентально-океаническими рифтами, а также сквозными рифтогенными разломами, с развитием которых связаны преимущественно вулканические серии пород субщелочного и щелочного состава (K-, K-Na- и Na-химизма); 3) выступами древнего фундамента и ограничивающими их длительно развивавшимися глубинными разломами в пределах молодых складчатых поясов, для которых характерно проявление K-Na- и K-субщелочных и щелочных магматических серий.

ВРЕМЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА

Щелочные породы возникали многократно на протяжении последних примерно 2,7 млрд. лет истории Земли. Исследования, проводившиеся авторами при активном участии Л.Л. Шанина и М.М. Аракелянц, позволили реконструировать историю щелочного магматизма в ряде регионов на континентах, выявить некоторые закономерности времени возникновения щелочных пород определенного состава на платформах и в складчатых областях, установить продолжительность становления отдельных щелочных массивов и провинций. Однако прежде, чем переходить к рассмотрению главнейших результатов, остановимся предварительно на методике исследований и применяемой геохронологической шкале.

С учетом имеющихся в распоряжении авторов аналитических возможностей большое внимание уделялось исследованиям K-Ar возраста, и только в последние годы осуществлен ряд исследований с применением Rb-Sr и U-Pb методов. Для конкретных щелочных массивов радиологические исследования выполнялись с различной степенью детальности, преимущественно по сосуществующим мономинеральным фракциям как для магматических пород (нефелин, полевой шпат, амфибол, слюды), так и для метасоматических пород (преимущественно по слюдам, иногда амфиболам, полевым шпатам). В редких случаях анализировались валовые пробы пород. Возможность датирования возраста щелочных пород по нефелину рассмотрена в ряде работ (Кононова, 1976; Шанин и др., 1967; Macintyre, 1977).

Настоящий раздел основывается преимущественно на результатах исследований, выполненных в ИГЕМ АН СССР, а также некоторых литературных материалов, в том числе трехтомном издании "Геохронология СССР" под редакцией Н.И. Полевой (1973). При этом согласно геохронологической шкале 1964 г. границей архея и протерозоя

принят возраст 2600 ± 100, протерозоя и кембрия — 570 ± 20 млн. лет. В пределах протерозоя выделены ранний, средний и поздний протерозой с рубежами между ранним и средним 1900 млн. лет, а между средним и поздним 1600 ± 50 млн. лет. Используя шкалу М.А. Семихатова (1966), рифей подразделяется на ранний (от 1600 ± 50 до 1350 ± 50 млн. лет), средний (от 1350 ± 50 до 950 ± 50 млн. лет), поздний (от 950 ± ± 50 и 650 ± 50 млн. лет). Венд имеет небольшой возрастной интервал (от 650 ± 50 до 570 ± 20 млн. лет) и нередко объединяется с кембрием. Следует иметь в виду, что различие цифр возрастов (примерно 5%), определенное в лабораториях Советского Союза по зарубежным щелочным массивам, могло быть связано с использованием различных констант распада калия, применяемых для расчета возраста. В настоящем разделе все цифры возраста, включая и опубликованные нами ранее, рассчитаны по единым константам, рекомендованным Международной Подкомиссией по геохронологии в 1976 г. на Международном геологическом конгрессе в Австралии, а именно: $\lambda_k = 0{,}581 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta = 4{,}962 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; 40K = 0,01167 (ат.%).

Как будет показано далее, наиболее длительные и многократные проявления щелочного магматизма характерны для древних платформ. В областях консолидированной складчатости также фиксируются от двух до пяти временных периода образования щелочных пород.

Многоэтапность формирования щелочных массивов

Судя по геологическим данным, уточненным и дополненным геохронологическими исследованиями, щелочные массивы имеют сложную историю формирования, включающую нередко несколько этапов магматической и метасоматической деятельности. Наиболее полную информацию о временных интервалах становления щелочных массивов дает применение комплекса изотопных методов (K-Ar, Rb-Sr, U-Pb и др.).

Рассмотрим несколько примеров.

Ильмено-Вишневогорский щелочной комплекс залегает среди метаморфических пород и приурочен к Сысертско-Ильменогорскому мегаантиклинорию. Реликты гранулитового метаморфизма в породах селянкинской свиты в Ильменских горах, а также древний возраст глубоко метаморфизованных вмещающих толщ (2100±200 млн. лет) позволяют считать их фрагментом древней платформы, сохранившейся среди палеозойских толщ Уральской складчатой системы, завершившей сложную историю развития в герцинское время (Овчинников и др., 1969). Традиционно считалось, что щелочные массивы сформировались в герцинское время. Это подтверждали и K-Ar определения, выполненные в разных лабораториях Советского Союза: так, в ИГЕМ АН СССР были получены близкие результаты по биотиту (246±10 млн. лет) и нефелину (250± ±10 млн. лет) из нефелин-сиенитового пегматита Вишневых гор (Кононова, 1976).

Выполненные совместно с западногерманскими учеными (Минералогический институт Университета г. Мюнстер, ФРГ) исследования изотопного состава стронция и свинца в миаскитах позволили дать принципиально новую трактовку истории их формирования (Kramm et al., 1983; Кононова и др., 1979). На диаграммах (рис. 5, 6) приведены результаты исследования Rb-Sr изотопной системы миаскитов Вишневогорского и Ильменогорского массивов, а также миаскитов из района оз. Ишкуль. Все миаскиты очерчивают конкордантные изохроны (сплошные линии на рис. 5,*а*, 6,*а*). Возраст миаскитовой интрузии согласно изохронам по породам Ильменогорского и Вишневогорского массивов оценивается соответственно в 446±13 и 478±55 млн. лет, с несколько большей ошибкой, но в тех же пределах 467±105 млн. лет — для миаскитов Ишкульской зоны (см. рис. 5,*а*,6,*а*). Данные по изотопному составу стронция в биотите и полевом шпате, выделенных из нескольких образцов миаскитов, также лежат на конкордантных линиях (см. рис. 5,*б*,6,*б*), причем возраст, определяемый согласно изохронам по минералам, составляет 244±8 и 245±24 млн. лет. Обнаруженное различие изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, которое фиксируется в изохронах, полученных по породам и минералам, позволило выделить два этапа в истории формирования массивов миаскитов Урала. По-видимому, щелочные массивы внедрились уже в ордовике (около 440 млн. лет назад). Изменение изотопного равновесия стронция (около 240 млн. лет назад), как и данные K-Ar метода (около 250 млн. лет), по времени совпадают с интенсивными метаморфическими преобразованиями эпохи герцинской орогении, завершившей формирование Уральской складчатой системы. Эти выводы были под-

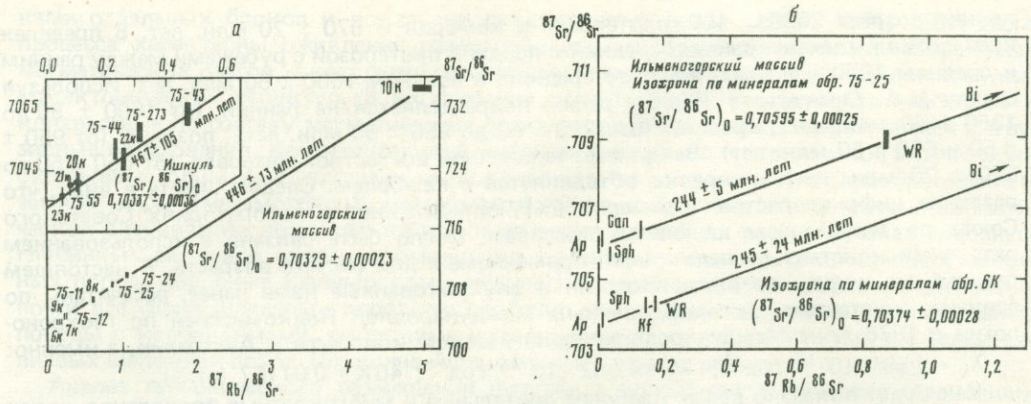


Рис. 5. Соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{87}Rb/^{86}Sr$ в миаскитах Ильменогорского массива и Ишкульской зоны (*а*) и в минералах из миаскитов того же массива (*б*). WR — порода, из которой выделен минерал

тверждены результатами изучения U-Pb изотопной системы по цирконам из миаскита, блок которого весом 100 кг был взят из южной части Ильменогорского массива. Подобное двухэтапное формирование нефелиновых сиенитов было впервые установлено в каледонидах Норвегии, а затем в области развития гренвильского метаморфизма как на территории Канады, так и Балтийского щита. А. Блэксланд (Blaxland, 1977) по стронциевым изохронам фиксирует два этапа формирования нефелин-сиенитовых массивов Ред-Вайн в Канаде (1345 и 1250 млн. лет) и в массиве Норра-Черр в Швеции (1580 и 1250 млн. лет).

Остановимся несколько подробнее на данных по массиву Норра-Черр, исследованному, как и Ильмено-Вишневогорский щелочной комплекс, с применением комплекса изотопных методов.

Щелочные породы массива Норра-Черр прорывают гранито-гнейсы докембрия, в значительной степени метаморфизованные в ходе гренвильской орогении. Первые определения возраста щелочных пород массива, выполненные K-Ar методом по биотиту, составили 1020 млн. лет. (Eckermann, 1968) и были повторены в лаборатории ИГЕМ АН СССР (980±25 млн. лет по биотиту). Однако по амфиболу из щелочных пород того же массива нами была получена цифра возраста 1560±40 млн. лет, подтвержденная в 1977 г. результатами измерения возраста щелочных пород Rb-Sr изохронным методом по породам в целом (Blaxland, 1977). Построенная изохрона отвечала возрасту 1580±60 млн. лет. Исследования были продолжены Е.В. Бибиковой (Бибикова и др., 1980), измерявшей возраст пород массива Pb-Pb изотопным методом по эвдиалитам. Изохронный возраст $^{207}Pb/^{204}Pb$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$ составил 1840±300 млн. лет (ограниченное количество материала не позволило провести определения с большей определенностью). Интерпретируя полученные данные, можно допустить, что формирование массива Норра-Черр происходило синхронно с другими массивами щелочных основных пород (Гремяха-Вырмес, Елетьозерский, Малотерсянский и др.) на Восточно-Европейской платформе около 1800 млн. лет назад. Однако в эпоху гренвильского метаморфизма, переработавшего породы Южной Швеции, K-Ar и Rb-Sr изотопные системы оказались неустойчивыми, поэтому полученные по ним омоложенные значения отражают в какой-то мере время переработки пород массива.

Рассмотренные примеры касались автономных массивов фельдшпатоидных сиенитов, которые после их становления подверглись интенсивному региональному метаморфизму. Вместе с тем известны примеры многофазных щелочных массивов, в которых при существующей точности изотопных методов не удается обнаружить разницу во времени формирования разновременных по геологическим данным фаз щелочных пород. В этом отношении показательны результаты измерения возраста таких достоверно многофазных и уникальных по масштабам массивов, как Хибинский и Ловозерский (Кононова, 1976; Костылева-Лабунцова и др., 1978; Когарко и др., 1981).

Хибинский и Ловозерский щелочные массивы прорывают метаморфические толщи архея и протерозоя и содержат ксенолиты осадочно-вулканогенных пород ловозерской

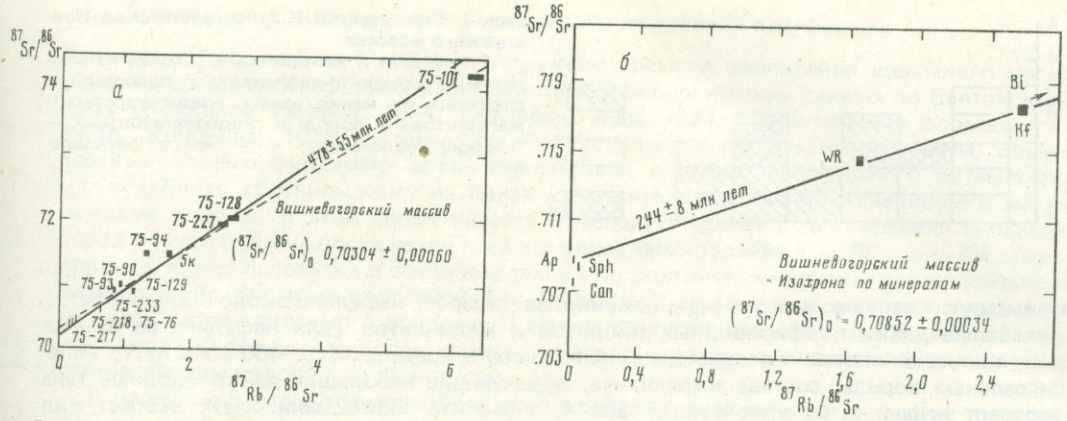


Рис. 6. Соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{87}Rb/^{86}Sr$ в миаскитах (*а*) и в минералах из миаскитов (*б*) Вишневогорского массива

свиты. В туфогенных сланцах, обнаруженных среди щелочных пород в Ловозерском массиве, были установлены растительные остатки плохой сохранности, отнесенные к верхнедевонскому или нижнекаменноугольному времени. Ксенолиты филлитов, сходные с породами ловозерской свиты, отмечаются и среди щелочных пород Хибинского массива, и хотя растительные остатки в них обнаружены не были, возраст массива по аналогии с Ловозерским был признан послепозднедевонским. Ловозерский и Хибинский массивы — сложные геологические тела, состоящие из нескольких разновозрастных (по геологическим взаимоотношениям, в частности, взаимным пересечениям) групп пород. Радиологические определения, выполненные гелиевым и свинцовым методами по лопариту и ловчорриту, дали цифру порядка 300 млн. лет, которая долгое время принималась за возраст Хибинского и Ловозерского массивов (Комлев и др., 1961). Однако детальные K-Ar определения (16 проб), выполненные по нефелинам и слюдам из различных пород этих массивов[1], дали близкие результаты, с небольшими колебаниями приближающиеся к 400 млн. лет (Кононова, 1976).

Вывод о довольно узком интервале времени формирования многофазных Хибинского и Ловозерского плутонов, укладывающемся в пределы нижнего девона, был подтвержден в последние годы исследованиями не только K-Ar, но и Rb-Sr систем (Костылева-Лабунцева и др., 1978; Когарко и др., 1981).

Подобная непродолжительная история магматической активности отмечается и в некоторых сложных по составу массивах. В частности, разнообразные породы щелочных ультраосновных массивов с карбонатитами Маймеча-Котуйской провинции (турьяит, ийолиты, мельтейгит, карбонатит, диопсид-флогопитовая порода и др.) имеют K-Ar возраст, колеблющийся в пределах 245—265 млн. лет по данным лаборатории ИГЕМ АН СССР. Однако обычно в сложных по составу интрузивах с широкими вариациями типов пород, а также при интенсивном развитии метасоматических процессов наблюдаются значительные разрывы во времени проявления отдельных стадий магматической и метасоматической деятельности. Приведем несколько примеров.

Ковдорский массив щелочных ультраосновных пород с карбонатитами на Кольском полуострове изучен наиболее детально (Кононова, 1976). Помимо оливинитов и мелилититовых пород, в этом массиве по геологоструктурному положению и вещественному составу выделяются пять групп щелочных пород, для каждой из которых получен вполне определенный возраст нефелина: наиболее древние дайки пегматоидных ийолитов, секущие оливиниты ядра массива (возраст нефелина около 600—700 млн. лет); главная интрузивная фаза, представленная мельтейгитами и ийолитами, образующими

[1] Ловозерский массив: нефелин из уртитов дифференцированного комплекса 396±12 и 412±13 млн. лет; нефелин (408±12 млн. лет) и биотит (396±12 млн. лет) из комплекса пойкилитовых нефелиновых сиенитов; Хибинский массив: нефелин из ийолит-уртитов 376±12, 390±12, 400±12; 420±14 млн. лет, из апатит-нефелиновой руды 400±12 млн. лет, из фойяита 402±12 млн. лет, эгирин-нефелинового сиенита 420±12 млн. лет, хибинитов 412±13, 382±12 млн. лет, нефелин (390±12 млн. лет) и слюда (382±16 млн. лет) из рисчоррита.

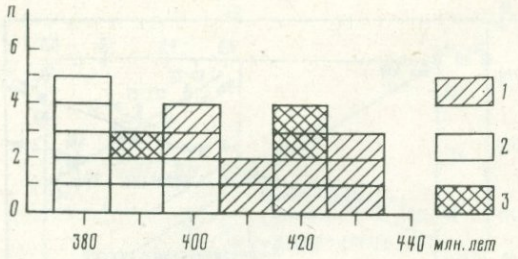


Рис. 7. Гистограмма K-Ar возраста слюд Ковдорского массива

1 — биотит и железистый флогопит из слюдитов и слюдисто-диопсидовых пород; *2* — флогопит из мелилитовых, апатит-форстерит-магнетитовых пород и карбонатитов; *3* — тетраферрифлогопит; *n* — число определений

кольцевую интрузию вокруг ядра оливинитов (возраст нефелина около 500 млн. лет); кольцевые дайки порфировидных ийолитов и малиньитов (для нефелина из разных даек получены значения возраста, колеблющиеся в пределах 410—460 млн. лет); гипабиссальные породы состава нефелинита, образующие небольшие дайкоподобные тела (возраст нефелина из этих пород 438±14, а биотита 396±12 млн. лет); возраст жил и дайкообразных тел нефелиновых сиенитов по нефелину 408±12, а по лепидомелану 360±10 млн.лет.

Результаты K-Ar измерений возраста слюд по 21 образцу (рис. 7) позволили датировать время проявления метасоматических процессов. Среди полученных цифр выделяются две группы:

400—430 млн. лет — существенно калиевый метасоматоз, сопровождающийся широким развитием флогопита и биотита с образованием слюдитов, слюдисто-диопсидовых пород;

380—400 млн. лет — существенно кальциевый метасоматоз и образование разнообразных пород с гранатом, мелилитом, монтичеллитом, апатитом. Одновременно возникли карбонатиты.

Столь сложная история формирования массива, естественно, вызвала сомнения, однако повторные измерения, в ходе которых особое внимание было обращено на возможное влияние примеси канкринита, подтвердили K-Ar возраст нефелина 700, 600, 500 млн. лет.

Заметные разрывы во времени между ранними и поздними интрузивными фазами отмечались и в массивах щелочных основных пород. Так, габбро и нефелиновые сиениты Елетьозерского массива разорваны во времени на 50—75 млн. лет (Кухаренко и др., 1971), габбро и сиениты в ряде массивов Восточных Саян, Кузнецкого Алатау и сопредельных регионов — на 80 млн. лет (Богатиков, 1966), габбро и уртиты Витимского нагорья — более чем на 100 млн. лет (Андреева, 1982).

Значительный интервал времени фиксируется иногда между образованием магматических и метасоматических пород в пределах одного массива. Так, Е.В. Свешниковой (Кононова и др., 1966) для Заангарского массива K-Ar методом получены следующие цифры: магматический этап — нефелин из ийолита 658±25 млн. лет, нефелин из нефелинового сиенита 645±25 млн. лет, микроклин-пертит из нефелинового сиенита 540±22 млн. лет, флогопит из экзоконтактовых метаморфизованных известняков 690±28 млн. лет; микроклинизация — ранняя стадия метасоматоза — лепидомелан 645±26 и микроклин 645±26 млн. лет из микроклинитов по нефелиновым сиенитам; альбитизация — поздняя стадия метасоматоза — лепидомелан из альбитизированного нефелин-полевошпатового пегматита 276±11 млн. лет, смесь альбита и микроклина из альбитизированного нефелинового сиенита 420±50 млн. лет, из альбит-арфведсонитовой породы 365±40 млн. лет. По-видимому, процесс альбитизации в Заангарском массиве был оторван от магматического этапа на 200—300 млн. лет.

Несомненно, анализ других изотопных систем (Rb—Sr, U—Pb, Sm—Nd и др.) позволит в будущем детализировать K-Ar данные. Однако и в настоящее время достаточно очевидно, что продолжительность формирования щелочных массивов взаимосвязана с особенностями тектонического режима. В частности, наложение регионального метаморфизма преобразует щелочные породы, смещая изотопные равновесия, причем особенно неустойчивой оказывается K-Ar система.

Время проявления щелочного магматизма на древних платформах

Уникальную возможность для реконструкции времени проявления щелочного магматизма на древних платформах дает анализ геохронологических данных по Балтийскому щиту (Полканов, Герлинг, 1964; Кухаренко и др., 1971; Магматические формации . . ., 1980; Кононова, 1976). Этому способствует отсутствие осадочного чехла, обычно перекрывающего фундамент древних платформ, а также регионального метаморфизма, подобного гренвильскому на Канадском щите, существенно изменившего магматические породы. В этой связи удается проследить время возникновения щелочных пород практически на протяжении всей истории формирования континентальной земной коры в районе. Используя в основном данные по Балтийскому щиту, а также привлекая материалы по Восточно-Европейской и Сибирской платформам остановимся на двух аспектах рассматриваемого вопроса: 1) многоэтапности щелочного магматизма, 2) времени возникновения наиболее характерной для древних платформ серии щелочных ультраосновных пород с карбонатитами.

В пределах Восточно-Европейской платформы в условиях орогенного[1] и платформенного режимов формировались десятки массивов, сложенных щелочными породами разного состава. Самый ранний щелочной массив на Балтийском щите возник в конце нижнего протерозоя на юго-востоке Финляндии. Это массив Сиилиньярви, сложенный глиммеритами (слюдитами), сиенитами и карбонатитами. Вмещающие массив породы представлены гранито-гнейсами основания (около 2800 млн. лет), граничащими с кварцитами, сланцами и гранитами карельского возраста. Метаморфизм осадков относится к карело-свекофенскому диастрофизму, возраст которого датируется 1900 млн. лет. Судя по данным геохронологических исследований (Кононова, 1976; Puustinen, 1972), возраст массива около 2,5 млрд. лет, хотя допускается и более древнее время его возникновения (2,8 млрд. лет, по Vartiainen,1980).

В среднепротерозойское время в различных частях Восточно-Европейской платформы формируются массивы, сложенные преимущественно серией калиево-натриевых щелочных основных пород: Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров), Елетьозерский (Карелия), Альмунге и Норра-Черр (Швеция), Приазовский и Малотерсянский (Украина). Детальный анализ геологического положения массивов Гремяха-Вырмес и Елетьозерский показывает, что их формирование происходило в пределах приподнятых блоков, возникавших синхронно с заложением позднеорогенных впадин карельского возраста. K-Ar возраст формирования этих массивов укладывается в основном в интервал 1900—1700 млн. лет. В последующие эпохи в некоторых из этих массивов происходили метасоматические преобразования пород, значительно оторванные во времени от формирования главных интрузивных фаз, что было показано на примере массива Норра-Черр, метаморфизованного в гренвильское время около 1000 млн. лет назад. Подобное явление отмечалось в Октябрьском массиве Приазовского щелочного комплекса. Здесь K-Ar возраст альбитизированных и содалитизированных щелочных пород, в том числе мариуполитов, составил 1450—1600 млн. лет. В то же время U-Pb методом по крупным кристаллам циркона из мариуполита получены цифры 1730—1770 млн. лет (Геохронология СССР, 1974).

В среднепротерозойское время формируются и единичные тела миаскитов. Для Сахарийокского массива на Кольском полуострове по нефелину определен возраст около 1900 млн. лет, а по биотиту — около 1600 млн. лет. Возможно, что и в данном случае, как и для массивов Норра-Черр и Октябрьского, причина разброса цифр заключается в сдвиге изотопных равновесий при метаморфической и метасоматической переработке пород.

В позднем протерозое (нижний и средний рифей) на окраине Восточно-Европейской платформы известны лишь два массива, в строении которых участвуют щелочные породы. Это Бердяушский плутон, сложенный гранитами-рапакиви с ксенолитами меланократовых пород щелочно-габброидного состава, а также дайкообразными телами нефелиновых сиенитов (Левин, 1974). Определения возраста гранитов-рапакиви,

---

[1] Сознавая, что использование номенклатуры палеозойских структур для докембрийских не вполне правомерно, применяется термин "орогенный", по А.А. Богданову (1960), учитывая сходство тектонического режима и состава щелочных пород, которые возникают в среднем протерозое на территории Восточно-Европейской платформы, а позднее — в каледонидах Норвегии и других палеозойских складчатых системах.

выполненные K-Ar, Rb-стронциевым и U-Pb методами, варьируют в пределах от 1220±100 до 1510±30 млн. лет. K-Ar возраст нефелиновых сиенитов по амфиболу составляет 1330 млн. лет (Левин, 1974). На Волыни, в районе Словенско-Овручской возвышенности, известны породы липарит-трахит-базальтовой серии, для которой получены цифры K-Ar возраста в интервале 1330—1070 млн. лет (по данным лаборатории АН УССР) и значительно более древний возраст 1600—1400 млн. лет (по данным лаборатории ВСЕГЕИ). Предполагается, что она является фациальным эквивалентом плутонической серии гранитов-рапакиви с габброидами и сиенитами (Шуркин и др., 1976).

На границе верхнего рифея и палеозоя в условиях платформенного режима на западной окраине Балтийского щита сформировались первые массивы щелочных ультраосновных пород с карбонатитами — Фен (Норвегия), Ально (Швеция). Их возраст по данным разных лабораторий приближается к 600 млн. лет. Для массива Ально в лаборатории ИГЕМ АН СССР получены новые K-Ar данные по нефелину (600±±15 млн. лет) и биотиту (595±15 млн. лет) из ийолита и флогопита из карбонатита (600±15 млн. лет). В восточной части Балтийского щита подобные массивы (Сокли в Финляндии и группа массивов на Кольском полуострове) оказались более молодыми, сформировавшимися в основном в интервал времени 500—400 млн. лет. Однако в Ковдорском массиве обнаружены жилы ийолит-пегматитов в оливинитах центрального ядра, возраст которых по нефелину оценивается 700—600 млн. лет (цифры были специально проверены с учетом возможной примеси канкринита). Внедрение карбонатитоносных массивов сопровождалось активной переработкой вмещающих гранито-гнейсов, превращением их в фениты и соответствующим изменением K-Ar отношений. Так, гранито-гнейсы, вмещающие карбонатиты массива Сокли (Финляндия), датируются по циркону 2600—2800, по биотиту — 1760 млн. лет. В то же время фенитизированные гранито-гнейсы по мере приближения к массиву дают постепенно убывающие цифры K-Ar возраста от 1220 до 350 млн. лет (возраст массива Сокли около 380 млн. лет).

Средний палеозой ознаменовался тектонической перестройкой Восточно-Европейской платформы с образованием грабенообразных прогибов. В Припятском прогибе и Днепровско-Донецкой впадине (Корзун, Махнач, 1977) на границе девона и карбона возникла толща средних, основных и ультраосновных вулканитов субщелочного и щелочного рядов (трахит, нефелинит, анкаратрит, лимбургит, шонкинит и др.). Глубина залегания щелочных эффузивов на различных участках Припятского авлакогена различная (от 1623 м до 3483 м), что связано с блоковым строением кристаллического фундамента. Возраст пород по данным K-Ar метода составляет 345—350 млн. лет. В Днепровско-Донецкой впадине распространены субщелочные оливиновые базальты, риолиты, трахиты. Они переслаиваются с осадочными отложениями верхнего девона и на Черниговском поднятии образуют толщу общей мощностью 1160 м. K-Ar возраст рассматриваемых эффузивов варьирует в пределах 350—370 млн. лет.

В зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком Украинского кристаллического массива эффузивы (пикриты, авгититы, базальты, трахибазальты, псевдолейцитовые тефриты, фонолиты) образуют толщу мощностью около 200 м, вытянутую полосой в широтном направлении более чем на 40 км (Покрово-Киреевская структура). Здесь же известны гипабиссальные тела пироксенитов, малиньитов, нефелиновых сиенитов. Возраст пород колеблется в пределах 350—380 млн. лет (Гоньшакова, Бутурлинов, 1976).

Одновременно на Балтийском щите в грабенообразных прогибах формируются вулканогенные толщи, в которых по данным В.С. Гладких (1976), представлены пикриты, оливиновые и щелочные базальты с трахитами и трахиандезитами. В контозерской толще (Кольский полуостров) известны также мелилитовые разности бесполевошпатовых щелочных базальтоидов, которые не известны в ловозерской толще. Формирование карбонатитовых массивов завершается, и возникают гигантские плутоны агпаитовых нефелиновых сиенитов — Хибинский и Ловозерский. Согласно K-Ar определениям по нефелину и биотиту (Кононова, 1976), нефелину, амфиболу, биотиту (Костылева-Лабунцова и др., 1978), а также Rb-Sr изохронному методу (Когарко и др., 1981), возраст этих плутонов около 400 млн. лет. Опубликованные ранее цифры порядка 300 млн. лет (Комлев и др., 1961), скорее всего, отражают время перекристал-

лизации щелочных пород этих плутонов. На границе карбона и перми в Швеции сформировался небольшой шток канкринит-нефелиновых сиенитов — массив Сарна. Его Rb-Sr изохронный возраст 287 млн. лет (Bylund, Patchett, 1977).

Серия разнообразных щелочных пород (эссекситы, монцониты, щелочные и нефелиновые сиениты), а также щелочные и биотитовые граниты приурочены к области внутриконтинентального рифта на северо-западе Европы, в том числе к грабену Осло. Определения возраста пород, выполненные K-Ar и Rb-Sr методами, дали цифры, преимущественно в интервале 280—270 млн. лет. По-видимому, магматическая деятельность в этой структуре продолжалась весь пермский период (The Oslo Paleorift, 1978). Близкая по составу серия пород (шонкиниты, трахидолериты) сформировалась в пермское время в районе Донбасса и имеет K-Ar возраст 270—290 млн. лет.

Более молодые щелочные массивы не известны на территории Восточно-Европейской платформы, за исключением роев даек (Норвегия), K-Ar возраст которых 160—220, 280 млн. лет (Cxrseth et al., 1976). Близкие по возрасту (160 млн. лет) дайки лампрофиров описаны для района Донбасса (Гоньшакова, Бутурлинов, 1976).

Вместе с тем, как известно, в Центральной и Западной Европе процесс рифтообразования (Рейнский грабен и др.) и активный щелочной вулканизм имели место вплоть до четвертичного времени.

Итак, в истории Восточно-Европейской платформы, что, по-видимому, типично для докембрийских платформ, выявляются два типа щелочного магматизма, разорванные длительным (порядка 1 млрд. лет), практически амагматичным периодом. Начальный (конец раннего и средний протерозой 2,5—1,9 млрд. лет) — проявился в условиях кратонной стадии тектоно-магматической стадии эволюции Земли [(стадии тектоно-магматической эволюции в истории Земли приняты по О.А. Богатикову и др. (1980)] и сопровождался формированием серии миаскитов с глиммеритами (слюдитами) и карбонатитами, а также сериями калиево-натриевых щелочных основных пород, щелочных и нефелиновых сиенитов миаскитового типа. Позднее (послерифейское время) с наступлением континентальной стадии тектоно-магматической эволюции Земли щелочной магматизм на платформе стал значительно более разнообразным по составу, проявлялся неоднократно, причем максимальные его объемы фиксируются главным образом на рубежах 600, 400, 260 млн. лет.

Наиболее типичные для древних платформ серии щелочных ультраосновных пород с карбонатитами формировались многократно. На Балтийском щите, как и на Сибирской платформе, они возникли около 700 млн. лет назад — это нижняя граница их появления в Советском Союзе. Попутно отметим, что среди карбонатитов мира (Heinrich, 1966; Macintyre, 1971) обнаружены и более древние массивы на Канадском щите (около 1700 млн. лет) и на Африканском континенте (1100 млн. лет). Столь существенная разница во времени появления карбонатитов, по-видимому, отражает различную историю консолидации и активизации платформенных участков Земли.

На Сибирской платформе известно шесть провинций, каждая из которых насчитывает от нескольких до десятков массивов, сложенных классической для платформ серией щелочных ультраосновных пород с карбонатитами. Недавно открыты раннерифейские карбонатиты на Анабарском щите (Шпунт, Сочнева, 1981). В позднем докембрии на юго-восточной окраине Алданского щита возникли сложные массивы центрального типа (Кондер, Арбарастах, Ингили и др.). Радиологические данные, согласуясь с геологической позицией массивов, подтверждают их позднерифейский возраст: 600—640 млн. лет для биотит-пироксеновой породы Арбарастахского и Кондерского массивов (Ельянов, Моралев, 1961; Зленко и др., 1966).

Примерно в этот же интервал времени на юго-западной окраине Сибирской платформы в пределах выступов платформы, сохранившихся среди байкалид, возникли массивы щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами Восточно-Саянской провинции. Детальные исследования их K-Ar возраста дали следующие результаты: карбонатиты 700—705 млн. лет (по амфиболу) и 635—700 млн. лет (по биотиту), порфировый пикрит 645—680 млн. лет (по биотиту), ийолиты и мельтейгиты около 640 млн. лет (по нефелину), нефелиновые и щелочные сиениты 540—590 млн. лет (по биотиту).

В среднем палеозое формировались массивы щелочных ультраосновных пород с карбонатитами Сетте-Дабанской провинции, расположенной в зоне сочленения Сибирской платформы со складчатой областью. Возраст Горноозерского массива по флого-

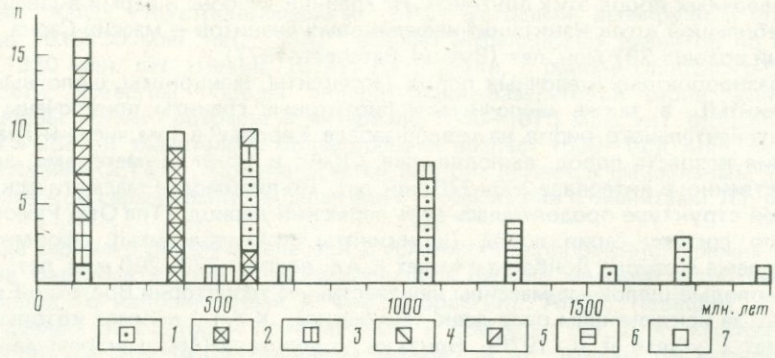


Рис. 8. Гистограмма возраста докембрийских и палеозойских карбонатитов и кимберлитов (по R.M. Macintyre, 1977)

1 — Западная Гренландия, рифт Св. Лаврентия; *2* — Скандинавия и Кольский полуостров; *3* — Восточная Африка; *4* — Бразилия; *5* — Южная и Западная Африка; *6* — район Бушвельда (Африка); *7* — другие районы; *n* — возраст отдельного массива или комплекса

питу из карбонатита датируется 340—360 млн. лет, а по биотиту из сиенита (290 млн. лет) и нефелиновому сиениту (275 млн. лет).

В пермский период в пределах Енисейского кряжа и Чадобецкого поднятия известны проявления щелочного магматизма (Кийский массив, многочисленные дайки) щелочно-ультраосновного состава. Радиологический возраст биотитов из нефелин-пироксеновой породы, флогопита из флогопитовой породы, ортоклаза из щелочного трахита Кийского массива составил 245—270 млн. лет (Белов и др., 1968).

На северо-западе Сибирской платформы примерно в тот же период времени сформировались массивы Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород. Детальное изучение их K-Ar возраста показывает, что турьяиты, ийолиты, мельтейгиты, флогопитовые породы и карбонатиты формируются в пределах 235—255 млн. лет, что согласуется с их геологическим возрастом.

Возникновение карбонатитовых комплексов на платформе совпадает по времени с проявлением складчатых движений в окружающих регионах. Смещение времени возникновения карбонатитовых комплексов отмечалось на Балтийском щите, где возраст карбонатитов массивов Ально и Фен (западная часть щита) около 600 млн. лет, в то время как в массивах Кольского полуострова (восточная часть щита) — 370—390 млн. лет.

Многократное проявление в пределах древних кратонов магматической серии щелочных ультраосновных пород с карбонатитами позволяет допускать периодическую активизацию отдельных участков этих консолидированных структур. Так, на Сибирской платформе фиксируется по крайней мере три геологических периода (700—650, 370—300 и 260—240 млн. лет), благоприятных для формирования карбонатитовых массивов. Если обратиться к Африканской платформе, то в ее пределах возраст карбонатитовых комплексов изменяется с юга на север от протерозойского до четвертичного. Максимумы образования карбонатитов в мире (рис. 8) приходятся на периоды 1100, 600, 400 и 120—130 млн. лет (Macintyre, 1977). В заключение еще раз подчеркнем, что многоактность и длительность — наиболее характерные черты развития щелочного магматизма на древних платформах.

Время проявления щелочного магматизма в складчатых областях

Долгое время в геологической литературе господствовало представление о том, что щелочной магматизм складчатых областей знаменует заключительные этапы их развития. Вследствие этого время образования массивов щелочных пород определялось в соответствии с периодами проявления главных фаз орогенических движений: протерозойских — в карелидах, позднерифейских — в байкалидах, нижнепалеозойских — в ранних каледонидах, силур-девонских — в каледонидах, позднепалеозойских — в герцинидах, позднемезозойских — в киммеридах и кайнозойских — в альпидах. Это нашло

отражение на гистограммах, характеризующих время возникновения щелочных массивов в разновозрастных складчатых областях (Орлова, 1978).

Благодаря широкому применению методов изотопной геохронологии (K-Ar, Rb-Sr, U-Pb) в существовавшие ранее представления о времени возникновения щелочных пород складчатых областей внесены определенные коррективы. Так, на примере исследования Rb-Sr, U-Pb и K-Ar изотопных систем миаскитов Урала, возраст которых ранее определялся как позднепалеозойский (280—240 млн. лет), установлено, что время образования Вишневогорского и Ильменогорского щелочных массивов соответствует 440—430 млн. лет (Кононова и др., 1979). В этот период согласно палеотектоническим реконструкциям в области уралид имел место рифтовый режим, совпадающий по времени с началом раскрытия океанского бассейна Палеотетис (Perfiliev, 1979). Позднее, в эпоху герцинских орогенических движений (280 млн. лет), миаскитовые массивы Урала были метаморфизованы и приобрели современный гнейсовидный облик.

Новые K-Ar определения радиогенного возраста нефелиновых сиенитов, известных в норвежских каледонидах на островах Стьерной и Сорроу, дали две группы значений: 480—491 (по нефелиновому концентрату и нефелиновому сиениту) и 384—420 млн. лет (по биотиту из нефелинового сиенита). Первая группа цифр соответствует отрезку геологического времени близкому к главной фазе каледонской орогении (~500 млн. лет), когда возникали миаскитовые массивы Норвегии. Вторая группа цифр (~ 400 млн. лет) фиксирует период метаморфизма и перекристаллизации миаскитов, вследствие которых сместились K-Ar равновесия.

За последние годы накопились многочисленные K-Ar данные, уточняющие время формирования щелочных магматических серий в пределах южного складчатого обрамления Сибирской платформы (Свешникова, 1965; Яшина, 1982; Андреева, 1968; Андреев и др., 1969; Богатиков, 1966; Кононова, 1976; Конев и др., 1975). Сравнительный анализ радиологических определений (более 100) в совокупности с геологическими данными позволил установить следующие временные этапы образования разнотипных по составу магматических щелочных пород.

700—600 млн. лет — интрузивные щелочные ультраосновные породы с карбонатитами и массивы эгириновых фойяитов с ийолитами, проявленные в пределах приплатформенных поднятий байкалид (Енисейский кряж, Восточный Саян);

430—380 млн. лет — массивы щелочно-габброидных и щелочных пород (ийолиты, уртиты, ювиты, фойяиты), сосредоточенные на постскладчатых консолидированных поднятиях ранних каледонид (Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Восточная Тува, Северная Монголия, Забайкалье), а также на Тувино-Монгольском срединном массиве. Эти интрузивные породы синхронны во времени с образованием силуро-девонских щелочно-базальтоидных вулканитов Минусинского и Рыбинского межгорных прогибов, наложенных на байкальский и раннекаледонский складчатый фундамент;

330—300 млн. лет — породы серии щелочных и нефелиновых сиенитов, распространенные на посторогенных (эпидевонских) поднятиях, фиксированных полями и поясами лейкократовых гранитов-аляскитов. Они прорываются интрузивными телами нефелиновых сиенитов, которые в свою очередь рассечены дайками пермских щелочных гранитов и сиенитов;

280—250 млн. лет — интрузивы щелочных сиенитов и гранитов, проявленные в зонах активизированных глубинных разломов Восточного Саяна, Восточной Тувы, Сангилена и Северной Монголии. Данные щелочные породы по времени образования близки к раннепермской трахиандезит-трахит-трахириолитовой эффузивной серии, развитой в пределах Селенгино-Витимского вулканического пояса (Яшина, 1982).

В течение позднего мезозоя в пределах ранних каледонид Байкальской горной страны и Восточной Монголии формировались локальные, часто линейно-вытянутые впадины, выполненные осадочно-вулканогенными отложениями. Среди них преобладают базальты субщелочного и значительно реже щелочного рядов, причем весьма характерны значительные вариации составов продуктов вулканизма. На примыкающих к впадинам поднятиях присутствуют иногда синхронные по времени щелочные интрузивы.

Кайнозойский щелочно-базальтоидный (калиево-натриевый и калиевый) вулканизм, фрагменты которого сохранились на территории Восточного Саяна, Восточной Тувы, Северной Монголии и Забайкалья, был связан с формированием внутриконтинентальной Байкальско-Хубсугульской рифтовой системы (Кепежинскас, 1979).

На многократное проявление щелочного магматизма в длительно развивавшейся палеозойской складчатой области Казахстана обратил внимание А.Н. Нурлыбаев (1973), согласно которому серии щелочных пород возникли в течение следующих интервалов геологического времени:

500 млн. лет — серия щелочных пород Красномайского комплекса, представленная пироксенитами, субщелочными габброидами, нефелиновыми и щелочными сиенитами с карбонатитоподобными породами. Этот комплекс приурочен к активизированному глубинному разлому в пределах докембрийской Кокчетавской глыбы;

420—400 млн. лет — серия лейцитовых базальтов, тефритов, эпилейцитовых порфиров, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов Ишимского комплекса, проявленного в узлах пересечения глубинных разломов, ограничивающих структуры раннекаледонской консолидации;

340—310 млн. лет — вулканическая серия калиевых щелочных основных пород Даубабинского поля и синхронные с ними интрузивные массивы (Ирису, Каинды), приуроченные к структурам позднекаледонской консолидации;

265—215 млн. лет — серия монцонитов, щелочных гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов Борсыкасайского комплекса, развитого в зоне герцинид.

По данным А.Н. Нурлыбаева (1973), более 2/3 объема щелочных пород Казахстана имеет возраст $D_3 - C_1$ и $C_2 - P_1$, соответствующий главным фазам герцинского орогенеза. Последний, по-видимому, захватывал не только область герцинид, но и более древние складчатые системы каледонид, в пределах которых возникали структуры тектоно-магматической активизации, подобные Даубабанскому вулканическому полю.

Менее сложный характер щелочной магматизм имел в пределах молодых альпийских складчатых областей (Кавказ, Памир), где известны интрузивные и вулканические серии щелочных пород двух возрастных групп. К первой из них (50—30 млн. лет) относится Талышское вулканическое поле Армении, а также Тежсарский и Мегринский вулкано-плутоны, сложенные лейцитовыми тефритами, псевдолейцитовыми и нефелиновыми сиенитами. Ко второй группе (20—14 млн. лет) принадлежат Дункельдыкский, Тутэкский массивы и Памирские трубки взрыва, образованные сиенит-порфирами или фергусит-порфирами (Дмитриев, 1976). В молодых (альпийских) складчатых областях магматические проявления калиевых щелочных пород чаще всего тяготеют к зонам сквозных глубинных разломов, ограничивающих выступы древнего фундамента.

Таким образом, время проявления щелочного магматизма отличается в складчатых областях, формирование которых завершилось в различные геотектонические эпохи. При этом в древних складчатых областях (байкалиды, ранние каледониды), как и на платформах, выделяется несколько возрастных групп щелочных пород (от 4 до 6), возникавших после консолидации складчатых систем и их неоднократного вовлечения в активизированные тектоно-магматические движения. В молодых (герцинских и альпийских) складчатых областях существует не более двух временных периода образования магматических щелочных пород, которые совпадают с заключительными орогенными тектоническими движениями, захватывавшими обычно выступы древнего фундамента и сопредельные складчатые системы, консолидированные в конце рифея или раннего и среднего палеозоя. На выступах древнего фундамента могут возникать доорогенные массивы миаскитов, радиологическое исследование которых обычно дает две группы цифр. Одни — более древние — отражают начало становления интрузивных массивов нефелиновых сиенитов в период заложения складчатых поясов, а вторые — более молодые — фиксируют метаморфизм и перекристаллизацию миаскитов во время позднегерцинских орогенических движений. В связи с этим радиологическое изучение времени формирования щелочных пород всегда должно коррелироваться с данными геологического возраста, если таковой можно установить.

* * *

Суммируя данные о времени щелочного магматизма, подчеркнем, что единичные его проявления на Земле датируются возрастом около 2,5—2,7 млрд. лет. В последующие эпохи щелочные породы возникали многократно, однако максимум их проявлений фиксируется в фанерозое. Судя по данным гистограммы (рис. 9) возраста щелочных массивов Советского Союза (Орлова, 1979), наиболее активными эпохами щелоч-

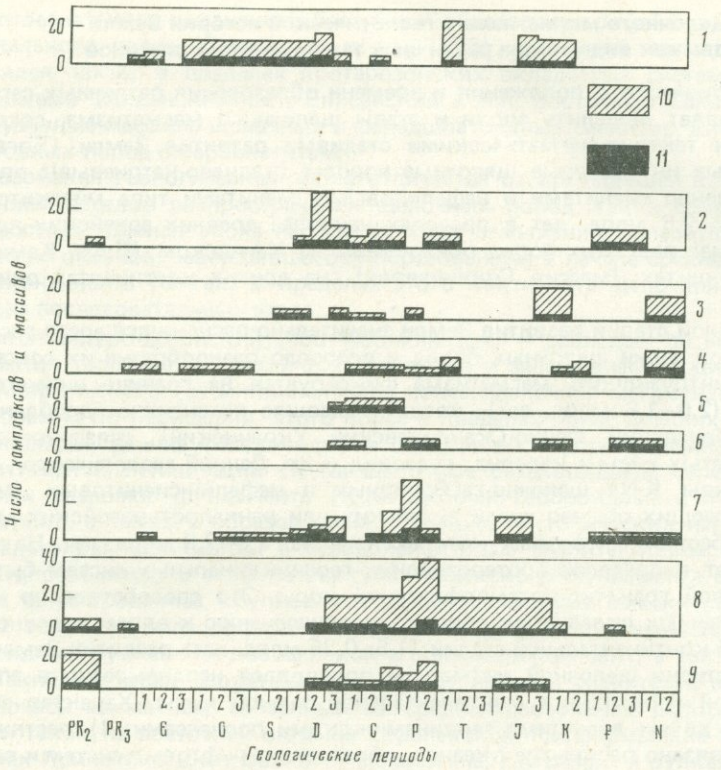


Рис. 9. Гистограмма возраста щелочных пород Советского Союза (по М.П. Орловой, 1978)

1 — щелочных ультраосновных пород с карбонатитами; *2* — щелочных основных пород калиево-натриевого ряда; *3* — щелочных основных пород калиевого ряда; *4* — щелочных габброидов и лампрофиров; *5* — щелочных средних пород натриевого ряда (агпаитовых нефелиновых сиенитов и фонолитов); *6* — щелочных средних пород калиевого ряда; *7* — сиенитов и миаскитов; *8* — щелочных и нефелиновых сиенитов, граносиенитов; *9* — щелочных гранитов и сиенитов; *10* — данные по комплексам, *11* — по массивам

ного магматизма были девонская, пермь—нижний триас, верхняя юра — нижний мел и палеоген-четвертичная. При этом к востоку и к югу нашей страны по мере перехода от древних платформ к более молодым складчатым областям наблюдается и изменение возраста щелочных пород. Щелочные массивы докембрийского возраста известны на Восточно-Европейской и Сибирской платформах и в примыкающих к ним байкалидах. Широкое развитие среднепалеозойского щелочного магматизма характерно, помимо упомянутых древних платформ, для Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области. Локальные проявления щелочного магматизма этой эпохи отмечены на Урале. Щелочные породы верхнепалеозойского возраста особенно широко представлены в Казахстане, Средней Азии, Алтае-Саянской области, но их единичные массивы известны и на древних платформах. В мезозойское время многочисленные щелочные массивы сформировались на Кавказе, в Средней Азии, Забайкалье, Дальнем Востоке, Таймыре, Алданском щите. Щелочной магматизм палеоген-четвертичного времени особенно типичен для Охотско-Чукотского складчатого пояса, Средней Азии, Кавказа, Байкальского рифта и прилегающих к нему районов Забайкалья, Витимского нагорья и др. Щелочные комплексы мезозойского и более молодого возраста, особенно палеоген-четвертичные, главным образом представлены эффузивными сериями, которые среди образований более древних эпох сохранились в ограниченных масштабах.

Место щелочного магматизма в геологической истории Земли и его роль как индикатора различных тектонических режимов

Анализ тектонического положения и времени образования различных серий щелочных пород позволяет выделить эпохи и этапы щелочного магматизма, согласующиеся с главнейшими тектоно-магматическими стадиями развития Земли (Богатиков и др., 1980). Первые интрузивные щелочные породы (калиево-натриевые), представленные преимущественно сиенитами и нефелиновыми сиенитами типа миаскитов, появились в период 2,7—2,5 млрд. лет в пределах наиболее древних архейских ядер кратонов. Единичные массивы этих пород обнаружены на Канадском (Пуба, Каминак Лейк) и Балтийском щитах (массив Сиилиньярви), на других континентах они пока не известны.

На кратонной стадии развития Земли значительно расширился ареал распространения магматической серии щелочных пород и возросло разнообразие их состава. Вспышка щелочного интрузивного магматизма фиксируется на границе нижнего и среднего протерозоя (2,0—1,8 млрд. лет), когда произошло интенсивное дробление архейских кратонов (Канадский, Фенно-Скандинавский, Украинский), связанное с формированием складчатых систем карелид, гудзонид и др. Данной геологической эпохе свойственны массивы K-Na щелочно-габброидных и нефелин-сиенитовых (миаскитовых) пород, залегающих обычно среди архейских или раннепротерозойских метаморфических толщ, абсолютный возраст которых не менее 2,5—2,3 млрд. лет. На рубеже около 1,5 млрд. лет в пределах протерозойских геосинклинальных систем было завершено создание новой гранитно-метаморфической коры. Это способствовало консолидации эпиплатформенных складчатых поясов, их причленению к ядрам кратонов и переходу к длительной континентальной стадии (1,5—0,25 млрд. лет) развития Земли.

На этой стадии щелочной магматизм проявлялся неоднократно в эпохи крупной тектонической перестройки континентальной земной коры. Характер ее деструкции определялся двумя ведущими геодинамическими процессами: 1) растяжением коры, с которым связано раскрытие океанов, образование рифтовых систем и возникновение глубинных разломных линеаментов; 2) сжатием и скучиванием континентальных масс в результате мощного орогенеза, который завершал формирование межплатформенных складчатых поясов и способствовал дроблению консолидированных сегментов земной коры.

Для длительной континентальной стадии развития Земли установлено шесть геологических эпох, во время которых осуществлялась тектоническая перестройка земной коры и проявлялся щелочной магматизм.

В ранне- и среднепротерозойскую геологическую эпоху были активизированы глубинные разломы зон сочленения кратонов с протерозойскими складчатыми системами. К таким зонам приурочены массивы калиевых и высоконатриевых фельдшпатоидных сиенитов. Они известны на Канадском щите, в краевой части Восточно-Европейской платформы, примыкающей к уралидам (Бердяушский массив) и на Африканском щите (массив Пилансберг). Последний из перечисленных массивов представляет собой наиболее древний вулкано-плутон центрального типа, сложенный фельдшпатоидными сиенитами, тингуаитами и фонолитами.

В период рифейского орогенеза, метаморфизма и гранитообразования, называемого обычно гренвильским (1,1—1,0 млрд. лет), произошло окончательное объединение кратонов и сопряженных с ними древних складчатых систем (кеноранские, карельские, готские и др.) в единый протоконтинент Мегагею (по Штилле) или Панплатформу (по Пейве и Синицыну). С гренвильским рифтогенезом связано образование на Канадском щите нескольких поясов нефелин-сиенитовых гнейсов и метаморфизм массивов миаскитов (массив Блю-Маунтин, районы Южного Онтарио, Юго-Западного Квебека и др.). Метаморфизму подверглись магматические щелочные породы, отвечающие по составу миаскитам, фойяитам, малиньитам, реже монцонитам и габброидам. Периоду гренвильского тектогенеза соответствует развитие щелочного ультраосновного магматизма и карбонатитообразования на юге Африканской платформы.

Позднерифейско-кембрийская эпоха (700—500 млн.лет) ознаменовалась преимущественным развитием щелочного ультраосновного магматизма, который происходил на Фенно-Скандинавском, Канадском, Бразильском и Африканском щитах в период раскрытия Палеоатлантического океана, а на юге Сибирской платформы во время

заложения Палеоазиатского океанского бассейна и образования рифейско-кембрийского геосинклинального пояса (Зоненшайн и др., 1976). Щелочной магматизм данной эпохи проявлялся также в пределах протерозойских складчатых систем, сопряженных с платформами (Алданский щит, Енисейский кряж, Восточный Саян и др.), где известны интрузивные массивы щелочных и фельдшпатоидных сиенитов, а также щелочных ультраосновных пород с карбонатитами.

Среднепалеозойская геологическая эпоха отличается от предыдущей как значительным расширением ареалов распространения щелочных пород, так и большим разнообразием их состава. Данная эпоха наступила после замыкания Палеоатлантического и Палеоазиатского океанов, завершившегося образованием в начале среднего палеозоя единого суперконтинента Пангея. В пределах этого континента щелочной магматизм развивался в два последовательных этапа.

Первый этап — силуро-девонский (480—400 млн. лет) — совпадает по времени с периодом раскрытия океанского бассейна Палеотетиса и заложением герцинского Урало-Тянь-Шань-Монгольского геосинклинального пояса. Щелочной магматизм проявлялся главным образом по периферии этого пояса в пределах более древних складчатых областей (байкалиды, ранние каледониды) и был связан с формированием структур тектоно-магматической активизации (K-Na щелочные базальтоидные серии), оживлением глубинных разломов фундамента (K-Na щелочно-габброидные и ийолит-уртит-фойяитовые серии), а также с образованием сквозных тектонических нарушений (K-щелочные базальтоиды, шонкиниты и псевдолейцитовые сиениты Ишимского вулкано-плутона). Одновременно с этим на выступах архейского фундамента среди уральских герцинид формировались крупные интрузивные массивы миаскитов, а на Балтийском щите возникла палеорифтовая зона, к которой приурочены девонские щелочно-базальтоидные вулканиты ловозерской и кантозерской свит, а также Ловозерский и Хибинский плутоны, сложенные фельдшпатоидными сиенитами, ийолитами и уртитами. Щелочной магматизм, связанный со среднепалеозойским рифтообразованием, происходил также на восточной окраине Европейской платформы и на Украинском щите в пределах Припятско-Днепровского авлакогена, где развиты вулканические серии щелочных, основных и ультраосновных пород.

Второй этап — каменноугольный (345—300 млн. лет) — соответствует по времени мощному герцинскому орогенезу, который охватил не только Урало-Тянь-Шань-Монгольский складчатый пояс, но и сопредельные с ним консолидированные области каледонид, байкалид и более древних поднятий фундамента. Для этого этапа характерно увеличение роли калиевого базальтоидного и калиевого сиенит-псевдолейцитового магматизма, сопряженного со структурами тектоно-магматической активизации и оживленными глубинными разломами. Наиболее широкий ареал развития имела сиенит-нефелин-сиенитовая серия пород, проявленная в Казахстане, Центральной Азии, Алтае-Саянской области, Северной Монголии, Забайкалье и Северном Прибайкалье. Для последнего региона характерна сопряженность щелочного магматизма с палеорифтовой зоной, к которой приурочен ряд сиенит-нефелин-сиенитовых массивов и крупнейший в мире Сыннырский плутон высококалиевых щелочных нефелин-псевдолейцитовых и кальсилит-псевдолейцитовых сиенитов.

Позднепалеозойская эпоха, охватывающая конец карбона и пермь (290—240 млн. лет), фиксирует начало развития мощного внутриконтинентального субщелочного вулканизма (от базальт-трахибазальтового до трахиандезитового, трахитового и трахириолитового с комендитами), который сопровождался образованием щелочных интрузивных массивов эссекситов, нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочных гранитов. Магматизм происходил на Фенно-Скандинавском щите в период формирования рифтовой зоны Осло-грабена, а также во время рифтинга и раскрытия позднепалеозойского Тетиса. По его северной периферии в пределах Казахстана, Средней и Центральной Азии возник огромный внутриконтинентальный вулканический пояс, наложенный на разновозрастный складчатый фундамент. С этим поясом связаны гипабиссальные массивы субщелочных габброидов, щелочных сиенитов и щелочных гранитов. В пределах Казахстанских каледонид и Средне-Азиатских ранних герцинид известны многочисленные позднепалеозойские K-Na сиенит-нефелин-сиенитовые и K-сиенит-псевдолейцит-сиенитовые интрузивы, тяготеющие к зонам длительно развивавшихся или новообразованных глубинных разломов.

С началом континентально-океанической стадии развития Земли (250 млн. лет до

настоящего времени) усилилась взаимосвязь между распределением областей континентального вулканизма и положением океанских бассейнов, значительно расширились масштабы рифтообразования и связанного с ним щелочного магматизма.

Раннемезозойской геологической эпохе (230—170 млн. лет) свойственно увеличение ареалов распространения субщелочного и щелочного континентального вулканизма, а также смещение этих ареалов к краевым частям материков в области активных континентальных окраин, возникавших по периферии расширявшегося Тихоокеанского бассейна, или в область краевых рифтовых зон (Лаврентийская, Ньюарская, Маймеча-Котуйская и др.) сопредельных с Северо-Арктическим океаном. В пределах Маймеча-Котуйской провинции, тяготеющей к зоне Таймыро-Байкальского разломного линеамента, развиты субщелочные базальтоиды, щелочные базальтоидные и щелочные ультраосновные вулканиты. В то же время для позднемезозойских грабенообразных структур Евразии и Канады характерен базальт-трахибазальтовый и трахиандезитовый вулканизм с подчиненными интрузиями щелочных сиенитов и гранитов.

В позднем мезозое (150—80 млн. лет) рифтовые зоны возникли почти на всех континентах. В пределах Евразии — Центрально-Алданская и Южно-Гобийская, где проявлен калиевый базальтоидный вулканизм и образовались вулкано-плутоны центрального типа. В Северной Америке — система рифтов Святого Лаврентия и зона Уачита, с которыми связан полиформационный комплекс Магнет Ков и близкие к нему проявления кимберлитов. В Южной Америке заложился сквозной разломный линеамент Сан-Франциско. К нему тяготеют многочисленные массивы щелочных ультраосновных пород с карбонатитами и крупные интрузивные плутоны фельдшпатоидных сиенитов (Посос-де-Кальдос, Итатийа и др.). На Африканском континенте сформировалась предрифтовая система субмеридиональных и северо-западных сквозных разломов, контролирующих проявление щелочно-габброидного и щелочно-ультраосного магматизма провинции Дамарленд, щелочных гранитов Нигерии, карбонатитовых комплексов Анголы, провинции Малави и др.

В начале кайнозойской эпохи произошло раскрытие Неотетиса — Средиземноморского бассейна, а также образование ограничивающих его сквозных разломных систем, контролирующих деятельность лейцит-базальтоидного, латитового, лейцит-фонолитового, трахитового и комендит-пантеллеритового вулканизма. В этот же период геологического времени возникла Центрально-Европейская рифтовая система, в пределах которой проявлен субщелочной базальтоидный, щелочной базальтоидный и трахит-фонолитовый вулканизм. Известны интрузивные массивы щелочно-габброидных и нефелин-сиенитовых пород с карбонатитами. На Африканском материке сформировалась сложная система внутриконтинентальных и континентально-океанических рифтов, с которыми связаны вулканические комплексы K-Na щелочных основных, K-Na и K щелочных интрузивных пород, а также плато-фонолиты Кенийского плато. В Северной Америке в кайнозое продолжала развиваться система рифтов Святого Лаврентия, возникли рифты Бассейнов и Хребтов. На Азиатском материке образовалась система Байкальско-Хубсугульских рифтов и рифтогенных глубинных разломов, контролировавших развитие K-Na- и K-базальтоидного вулканизма. Процессы рифтообразования захватили также Австралийский континент, в частности его западную (провинция Кимберли) и восточную (провинция Новый Южный Уэльс) краевые части, где развиты вулканические серии K-щелочных ультраосновных и K-базальтоидных пород с лейцититами, лейцитовыми фонолитами и трахитами.

Определяя место щелочного магматизма в истории развития Земли, подчеркнем следующее.

1. Самые древние интрузивные образования калиево-натриевых и калиевых щелочных пород возникли до кратонной стадии (2,7 млрд. лет) в пределах наиболее ранних архейских ядер земной коры.

2. Щелочной магматизм кратонной стадии (2,5—1,5 млрд. лет) проявлен только на жестких устойчивых поднятиях (щитах) Северо-Американского и Европейского материков, при дроблении которых формировались интрузивные серии щелочных ультраосновных, щелочно-габброидных и нефелин-сиенитовых (миаскитовых) пород.

3. Максимальные ареалы распространения и большое разнообразие состава щелочных интрузивных серий (от ультраосновных и основных до средних и кислых) свойственно континентальной стадии развития Земли, особенно для средне- и позднепалеозойских геологических эпох. Во времени щелочной магматизм синхронен периодам

распада суперконтинентов Пангея (позднепротерозойский, ранне- и позднепалеозойский) и раскрытию океанских бассейнов (Палеоатлантический, Палеоазиатский, Палеотетис).

4. Расширение ареалов щелочного вулканизма и его явное преобладание над интрузивным магматизмом в течение континентально-океанической стадии развития Земли. Увеличение объема вулканических масс фиксируется в кайнозойскую эпоху рифтогенеза. Характерно исключительное разнообразие вулканических серий щелочных пород, представленных практически на всех континентах, включая Австралию.

В заключение раздела следует обратить внимание на такую важную геологическую закономерность, как совпадение увеличения интенсивности щелочного магматизма в пределах консолидированных континентальных структур, синхронное с эпохами повышенной тектонической активизации Земли. Подобные эпохи, выделяемые Л.П. Зоненшайном и др. (1976), А.С. Мониным, В.Е. Хайном, О.Г. Сорохтиным (Геодинамика, 1979), соответствуют по времени главнейшим рубежам перестройки и преобразования земной коры, вызванных изменением геодинамического режима. Определение последнего всегда сопряжено с большими затруднениями, особенно для древних континентальных структур, подвергшихся неоднократной тектоно-магматической активизации.

В последние годы придается большое значение вещественным "свидетелям" (магматическим комплексам), отражающим тектоническое состояние земной коры. К их числу относятся интрузивные и вулканические серии щелочных пород, являющихся чутким индикатором изменения геодинамического режима в пределах консолидированных континентальных структур.

1. Интрузивные серии K-Na-щелочных ультраосновных пород с карбонатитами, а также агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов с ийолитами и уртитами свидетельствуют об устойчивом платформенном режиме древних кратонов, который периодически сменялся рифтогенным в эпохи повышенной тектонической активности Земли при раскрытии крупных океанских бассейнов (Палеоатлантический, Палеоазиатский, Палеотетис и др.).

2. Вулканические серии K-Na- и K-щелочных ультраосновных пород с нефелинитами и карбонатитами являются надежным показателем эпиплатформенного рифтового режима, существовавшего на континентально-океанической стадии развития Земли.

3. Интрузивные серии K-Na- щелочно-габброидных и щелочных пород (ийолиты, уртиты, фойяиты) отражают изменение субплатформенного режима консолидированных складчатых областей на режим тектоно-магматической активизации, проявившееся в интенсивных разломно-глыбовых движениях и оживлении древних глубинных швов фундамента.

4. Вулканические серии K-Na- субщелочных базальтов, щелочных базальтоидов с нефелинитами (или берешитами), фонолитами и трахитами фиксируют локальное установление рифтогенного режима в пределах консолидированных складчатых областей.

5. Сиенит-нефелин-сиенитовые и сиенит-псевдолейцитовые серии интрузивных пород свидетельствуют о смене в складчатых областях устойчивого орогенного режима, при котором происходило наращивание континентальной земной коры на рифтогенный (срединные массивы) или дейтероорогенный (длительно развивавшиеся складчатые системы), в связи с которыми оживлялись глубинные разломы фундамента и осуществлялось дробление континентальной коры.

6. Сиенит-щелочно-гранитные интрузивные серии, сопряженные в своем развитии с континентальными вулканическими поясами, могут служить показателями существования в далеком прошлом Земли (PZ_2, PZ_3, MZ_1) обширных активных окраин континентов с геодинамической обстановкой Калифорнийского или Андийского типа (Зоненшайн и др., 1976; и др.).

Таким образом, сравнительный анализ интрузивных и вулканических серий щелочных пород позволяет определять эпохи (периоды) тектоно-магматической активизации и деструкции континентальной коры, а также выяснять характер изменения геодинамического режима в пределах древних кратонов и консолидированных складчатых областей.

Глава 2

КАЛИЕВО-НАТРИЕВЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ

Преобладание натрия и калия в магматических системах оказывает существенное влияние на поведение отдельных элементов, в том числе редких и рудных, в магматических и послемагматических процессах (Левинсон-Лессинг, 1925; Щербина, 1963). Среди известных в природе магматических серий по характеру щелочности отчетливо различаются калиевые, в породах которых калий преобладает над натрием, и калиево-натриевые серии с соотношением $Na_2O/K_2O = 1–4$. Самостоятельные серии пород, в которых натрий преобладает над калием более чем в 4 раза, не известны, однако существенно натриевые щелочные породы (агпаитовые нефелиновые сиениты, содалитовые сиениты и др.) характерны для некоторых калиево-натриевых серий. Калиево-натриевые щелочные магматические серии весьма разнообразны и относятся к числу наиболее распространенных как по масштабам развития, так и по временному интервалу. Они включают самые древние (средний протерозой) проявления щелочного магматизма в истории Земли и остаются доминирующим типом вплоть до мезозоя, когда к ним в заметных объемах присоединяются калиевые породы.

Среди калиево-натриевых щелочных магматических серий по содержанию кремнекислоты различаются три группы: щелочных ультраосновных, щелочных основных и щелочных средних пород, хотя в каждой из них конечные (подчиненные по масштабам) члены могут быть представлены породами другого ряда (субщелочного) либо группы (кислой или основной). Каждая группа калиево-натриевых щелочных магматических серий, как будет показано ниже, характерна для определенных структур Земли и представлена специфическим набором пород, вариации которого определяются в первую очередь процессами магматической дифференциации и физико-химической обстановкой становления конкретных щелочных массивов.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

В мире известно несколько сот массивов, сложенных магматической серией щелочных ультраосновных пород с карбонатитами. Несмотря на некоторые вариации состава пород в отдельных провинциях и массивах, главнейшие семейства пород, входящие в состав этой серии, вполне определенны. В них доминируют щелочные разности пород ультраосновной группы, представленные всем разнообразием семейств, выделяемых согласно последней классификации (Классификация и номенклатура..., 1981): щелочных пикритов, мелилитолитов и мелилититов, ультраосновных фоидолитов и фоидитов (табл. 2). Наиболее масштабные геологические тела обычно слагают оливиниты, пироксениты, разнообразные мелилитсодержащие (ункомпагриты, турьяиты и др.), нефелин-пироксеновые (мельтейгиты, ийолиты) породы. В составе гипабиссальных и эффузивных серий преобладают меланефелиниты. Обычно формирование щелочных ультраосновных магматических серий завершают полевошпатовые ийолиты, малиньиты, канкринитовые (сернеиты), канкринит-нефелиновые, нефелиновые и щелочные сиениты, а в эффузивной и гипабиссальной фациях — фонолиты, трахиты, сельвсбергиты, камптониты, т. е. разности, принадлежащие к группам основных и средних горных пород. Однако, слагая лишь дайки и жилы, они не играют существенной роли и не определяют специфические черты серии. В противоположность последним карбонатиты, также появляющиеся на заключительных этапах формирования серий щелочных ультраосновных пород, образуют крупные тела, штокверковые поля и являются непременным и характерным членом серии. Месторождения флогопита, апатита, железных, медных руд, редких металлов, обнаруженные в массивах, сложенных этой серией по-

Таблица 2. Главнейшие семейства и виды ультраосновных горных пород, входящие в состав магматических серий калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород

Семейство		Фация	Вид			
			Без полевого шпата			
			с пироксеном		без пироксена	
			с оливином	без оливина	с оливином	без оливина
		Глубинная	Верлит	Перовскитовый, ильменитовый, титаномагнетитовый пироксенит	Оливинит	
Щелочные пикриты,* пикриты* оливиниты,[2]* пироксениты[2]*	Без фельдшпатоидов и мелилита (иногда присутствуют как второстепенные составляющие)	Наземная, приповерхностная	Биотит-пироксеновый пикрит, меймечит, мелилит-пироксеновый пикрит, фельдшпатоидный пикрит (хатангит)			
Мелилитолиты[2]* и мелилититы*	С мелилитом, без нефелина	Глубинная	Оливиновый ункомпагрит	Ункомпагрит	Кугдит	Мелилитолит
		Наземная, приповерхностная	Альноит, оливиновый мелилитит,	Мелилитит	Рушаит	Мелилитит
	С мелилитом и нефелином	Глубинная	Оливиновый турьяит	Турьяит	Оливиновый окаит	Окаит
		Наземная, приповерхностная	Оливин-нефелиновый мелилитит, альноит	Нефелиновый мелилитит	Нефелин-биотитовый оливиновый мелилитит (польценит)	Нефелин (гаюин)-биотитовый мелилитит (бергалит)
Ультраосновные фоидолиты[2]* и фоидиты*	С нефелином, без мелилита	Глубинная		Якупирангит, мельтейгит, ийолит, уртит		
		Наземная, приповерхностная	Оливиновый меланефелинит	Меланефелинит, нефелинит		
	С анальцимом	Приповерхностная	Оливиновый мелаанальцимит (мончикит)	Мелаанальцимит (фурчит)		

* Вулканические породы.
[2]* Плутонические породы.

Таблица 3. Распространенность пород в магматических щелочных ультраосновных сериях из различных петрографических провинций СССР (по А.А. Фролову, 1975)

Серия	Провинция	Ультрабазиты	Мелилитовые породы	Ийолиты, мельтейгиты	Нефелиновые и щелочные сиениты	Карбонатиты
2) *	Карело-Кольская	68*	5	24	—	2
	Маймеча-Котуйская	53	2	41,5[2] *	0,5	3
3)	Сетте-Дабанская	13	—	3	7	77
	Восточно-Саянская	4	—	32	20	44

* Площади распространения пород в процентах от общей площади массивов провинции.
[2] * В том числе оливиновый меланефелинит, нефелиновый пикрит.

род, способствовали ее детальному изучению. Ей посвящены многочисленные монографии (Кухаренко и др., 1965, 1971; Гинзбург, Эпштейн, 1968; Егоров, 1969; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Главнейшие провинции..., 1974; Фролов, 1975; Кононова, 1976; Carbonatites, 1966) и статьи, в которых характеризуются состав, строение и условия формирования массивов, сложенных щелочными ультраосновными породами с карбонатитами. При сопоставлении их особенностей устанавливается определенная зависимость ассоциации пород, составляющих магматическую серию, от ряда взаимосвязанных условий формирования, в первую очередь от давления (глубины формирования) и тектонического режима. К числу наиболее распространенных и четко проявленных относятся три серии[1] щелочных ультраосновных пород, каждая из которых характерна для вполне определенных фациальных и тектонических условий: 1) щелочных пикритов, мелилититов, ультраосновных фоидитов с карбонатитами континентальных рифтовых зон (наземная и приповерхностная); 2) оливинитов, мелилитолитов, ультраосновных фоидолитов с карбонатитами зон разломов глубинного заложения на платформах (гипабиссальная); 3) пироксенитов, ультраосновных фоидолитов, фельдшпатоидных и щелочных сиенитов, карбонатитов, приуроченных к разломам краевых блоков фундамента платформ (мезоабиссальная).

Глубина формирования серий второго и третьего типа, по мнению некоторых исследователей, считалась обратной (Фролов, 1975), однако анализ экспериментальных данных согласуется с принятой в работе схемой, о чем неоднократно указывалось в литературе. Что касается специфики состава щелочных ультраосновных серий, проявляющихся в различных провинциях и тектонических условиях, то наиболее объективно об этом свидетельствуют данные (табл. 3), опубликованные А.А. Фроловым (1975). Подтверждая подмеченную еще ранее В.А. Кононовой (Апатиты, 1968) эмпирическую закономерность, А.А. Фролов (1975) на основании расчетов показал, что в сериях щелочных ультраосновных пород, формирующихся на древних платформах (Кольско-Карельская, Маймеча-Котуйская провинции), преобладают оливиниты, пироксениты, ультраосновные фоидолиты (мельтейгиты, ийолиты), а в аналогичных магматических сериях, приуроченных к краевым блокам платформ, преобладают ультраосновные фоидолиты (мельтейгиты, ийолиты), карбонатиты (Сетте-Дабанская провинция), а иногда фельдшпатоидные и щелочные сиениты (Восточно-Саянская провинция). Каждая из трех выделенных магматических серий щелочных ультраосновных пород характеризуется определенными особенностями геолого-тектонического положения и специфическим набором слагающих их пород, что будет показано на примере конкретных провинций и типовых массивов. Вулканические серии щелочных ультраосновных пород в СССР представлены весьма ограниченно, и их характеристика дана наиболее кратко с использованием опубликованных данных, преимущественно по Восточно-Африканскому рифту; главное же внимание уделено их интрузивным фациям.

[1] В название серий включены не более четырех наиболее типичных семейств или видов горных пород. Поскольку серии включают большое число видов пород, в названия серий в виде исключения включены главнейшие семейства.

СЕРИЯ ЩЕЛОЧНОЙ ПИКРИТ, МЕЛИЛИТИТ, УЛЬТРАОСНОВНОЙ ФОИДИТ С КАРБОНАТИТАМИ, ПРИУРОЧЕННАЯ К КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ РИФТАМ

Вулканические и субвулканические серии щелочных ультраосновных пород включают весьма пеструю серию эффузивов, среди которых преобладают представители двух семейств — мелилититов (оливиновый мелилитит, мелилитит) и ультраосновных фоидитов (оливиновый нефелинит, меланефелинит). Ранние члены серии могут быть представлены как семейством щелочных пикритов (хатангит), так и пикритами нормального ряда (меймичит). В отдельных регионах в заметных масштабах присутствуют фонолиты и трахиты, встречаются дайки тингуаитов, сельвсбергитов. Среди карбонатитов вулканической фации наибольшую известность получили лавовые потоки содовых карбонатитов Олдоньо-Ленгаи (Африка).

Как древние, так и молодые нефелинитовые вулканиты тяготеют к рифтовым структурам континентальной земной коры. А.К. Бейли (The alkaline rocks, 1974) подчеркивал, что именно в рифтах нефелиниты в ассоциации с карбонатитами присутствуют в масштабах, не имеющих себе равных ни в каких других участках земной коры. Действительно, нефелиниты широко представлены среди третичных и четвертичных эффузивов Европы, в меньшей степени они развиты в Австралии и Южной Америке. В наибольших масштабах эффузивная фация серии щелочных ультраосновных пород проявлена в Восточно-Африканской рифтовой системе. Что касается территории Советского Союза, то подобная серия известна только на северо-западе Маймеча-Котуйской провинции. На примерах этих двух наиболее хорошо изученных регионов будут рассмотрены особенности тектонического положения и состава вулканитов.

Восточно-Африканская рифтовая система. Последовательность проявления щелочных вулканитов и связь с тектоническими особенностями рифтовой зоны на примере Кенийской рифтовой долины (см. главу 4) проанализированы Д.К. Бейли (The alkaline rocks, 1974), Л.А.Дж. Уильямсон, С.Дж. Липпардом, П.Г. Тракл и др. (Континентальные рифты, 1981). Выделяются три стадии вулканизма. Ранняя стадия (12—30 млн. лет) представлена базальтами (субщелочной оливиновый базальт, базанит), а также представителями серии нефелинит—фонолит—карбонатит, образующими гигантские вулканические конусы и интрузивные комплексы. Эти вулканы знаменуют начальную стадию вулканизма в области сводового поднятия коры, в пределах которого к востоку от вулканов позднее началось рифтообразование. Проявления нефелинитового вулканизма расположены асимметрично к западу от оси рифта, где фиксируется область интенсивного дробления. В то же время в восточной окраине рифта, представляющей собою моноклинальную флексуру, не зафиксированы проявления нефелинитового вулканизма.

Вторая стадия вулканизма (2—12 млн. лет, плиоцен) характеризуется дальнейшим воздыманием осевой части рифта и формированием фонолитовых покровов (видимая мощность 1600 м). Одновременно с фонолитами или непосредственно вслед за ними произошло заложение разломов главной рифтовой зоны вдоль осевой линии свода. Изменился состав вулканических продуктов, среди которых стали преобладать представители серии субщелочной оливиновой базальт—муджиерит—трахит. Местами встречаются также базаниты, нефелиниты. В участках обрушения возникли вулканы центрального типа, за которыми следовало образование лавовых серий трахитов—риолитов и игнимбритов. Вслед за их излияниями вновь произошло проседание, завершившееся образованием ныне существующего центрального грабена. Четвертичный вулканизм третьей стадии (от 2 млн. лет до наших дней) представлен главным образом трахитами и базальтами (субщелочные оливиновые базальты).

На примере провинции Северной Кении показаны две закономерные линии эволюции вулканизма рифтовых систем: 1) увеличение недосыщенности кремнеземом внутри каждой одновозрастной серии лав; 2) уменьшение недосыщенности кремнеземом в более молодых вулканических породах (Континентальные рифты, 1981).

Стратиграфический разрез, характеризующий главные этапы формирования действующего вулкана Олдоиньо-Ленгаи (Carbonatites, 1966), сложен преимущественно пирокластическими породами: 1) желтые ийолитовые туфы и агломераты с прослоями лав; 2) серые пирокласты паразитических конусов и кольцевые выходы туфов; 3) черные нефелинитовые туфы и агломераты; 4) экструзии меланефелинитов; 5) разнообразные карбонатные пеплы действующего кратера, осадки натриевых пеплов в

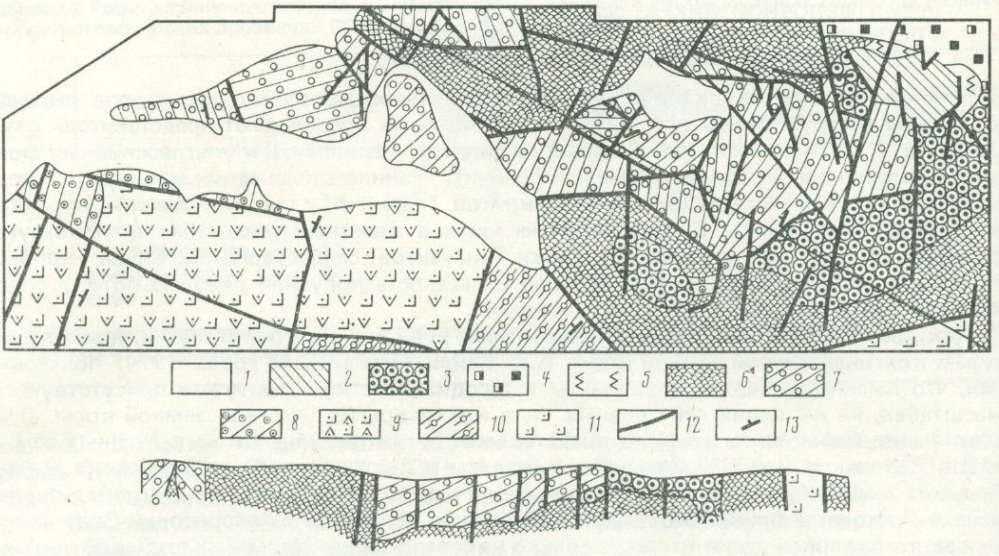


Рис. 10. Геологическая схема строения района распространения меймечитов (по Егорову, Суриной, 1976)

1 — четвертичные отложения; *2–7* — породы Гулинского интрузива раннетриасового возраста: *2* — карбонатиты, *3* — породы серии пикрит-оливиновый меланефелинит, *4* — якупирангиты-мельтейгиты, *5* — мелилитовые и апомелилитовые породы, *6* — оливиниты, пироксенизированные оливиниты, *7* — меймечиты; *8–9* — эффузивы дельканской свиты раннего триаса: *8* — пикритовые порфириты, *9* — трахибазальты, андезито-базальты, трахилипариты, дациты; *10* — бесполевошпатовые щелочные базальтоиды; *11* — трахибазальты и базальты коготокской свиты раннего триаса; *12* — разломы; *13* — элементы залегания эффузивов

районе вершины, черные и серые слабо сцементированные пеплы; 6) современные натриевые карбонатитовые лавы северного кратера.

На северо-западе Маймеча-Котуйской провинции в современном эрозионном срезе вскрыта вулканогенная толща пермо-триасового возраста, для характеристики которой использованы материалы детальных исследований коллектива НИИГА. Вулканогенная толща протягивается по северо-западному борту Анабарской антеклизы примерно на 200 км и сложена отложениями правобоярской, арыджанской, коготокской, дельканской и маймечинской свит. Составы правобоярской и коготокской свит в среднем отвечают базальтам и рассматриваются как продукты одной из двух обособленных очаговых зон. Другая очаговая зона, по-видимому, генерировала щелочные—ультраосновные расплавы, продукты дифференциации которых и слагают три других свиты.

Арыджангская свита мощностью 300–600 м сложена покровами лав с подчиненным количеством прослоев туфов и туффитов. Вулканиты представлены щелочными базальтоидами, меланефелинитами, нефелинитами, мелилититами, авгититами, лимбургитами, пикритами. Присутствуют разности промежуточного состава между нефелин- и мелилитсодержащими породами. Эпизодически отмечаются тефриты, трахибазальты. Туфы состоят из обломков щелочных базальтов или имеют смешанный состав.

Дельканская свита варьирует по составу в отдельных разрезах и местами имеет двучленное строение. Нижняя ее часть (мощность около 550 м) сложена почти полностью бесполевошпатовыми породами с редкими прослоями тефритов. В верхней части разреза мощностью около 300 м появляются трахиты и трахириолиты, чередующиеся с субщелочными оливиновыми базальтами.

Маймечинская свита, представленная лавами и туфами, прослеживается неширокой полосой (3–5 км) на расстояние до 20–25 км, составляя на западе единое целое с полем эффузивов дельканской свиты, а на востоке вписываясь в экзоконтактовый пояс Гулинского массива (рис. 10). Предполагается, что первоначально площадь распространения меймечитов составляла не менее 160 км^2. Мощность разреза, согласно расчетам, варьирует от 720 до 3700 м. Толща меймечитов характеризуется частым пере-

сливанием лав с горизонтами лапиллиевых туфов и лавобрекчий. В поле развития эффузивов распространены многочисленные дайки меймечитов.

В близповерхностных условиях породы рассматриваемой серии сохраняют порфировидную структуру при полностью раскристаллизованной основной массе (стекло отсутствует). Сведения о близповерхностной фации пород ограничены. Наиболее характерны оливиновые мельтейгит-порфиры и ийолит-порфиры, слагающие небольшие штоки и серии даек в Маймеча-Котуйской и Кольско-Карельской провинциях. К числу наиболее крупных обособленных штоков относится и рассматриваемый ниже массив Сона.

Массив Сона в Маймеча-Котуйской провинции — небольшое штокообразное тело, сложенное в основном оливиновыми мельтейгит-порфирами. Они прорывают мраморы, возвышаясь над ними в виде купола высотою около 70 м. По периферии массива в мельтейгит-порфирах количество вкрапленников уменьшается, основная масса становится микрозернистой, и местами порода приобретает афанитовую структуру. В центральной части массива отдельные участки сложены раскристаллизованной среднезернистой породой, в которой порфировидная структура уже не проявлена столь отчетливо и оливин практически исчезает, что приближает ее к мельтейгиту. Сравнение мельтейгит-порфира из периферической части массива (присутствуют вкрапленники оливина и диопсида) с полно раскристаллизованным мельтейгитом из центральной части массива (оливин отсутствует, иногда образует крупные выделения, по-видимому, бывшие вкрапленники) показывает безусловное сходство их химического состава.

Итак, разнообразные виды пород из семейств мелилититов (оливиновый мелилитит, мелилитит) и ультраосновных фоидитов (оливиновый нефелинит, меланефелинит, нефелинит) составляют основной объем вулканических и субвулканических щелочных ультраосновных серий. Что касается карбонатитов, то в последние годы появляются все новые сообщения о находках их в экструзивных фациях (Keller, 1980). Следует подчеркнуть, что вулканические карбонатиты нередко отличаются по химизму от их интрузивных аналогов. Так, для карбонатитов вулкана Олдоиньо-Ленгаи характерно высокое содержание щелочей и преобладание натрия над калием.

ОЛИВИНИТ, МЕЛИЛИТОЛИТ, УЛЬТРАОСНОВНОЙ ФОИДОЛИТ С КАРБОНАТИТАМИ ЗОН РАЗЛОМОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

В составе этой серии ультраосновные породы представлены оливинитами, иногда дунитами, реже перидотитами. Характерно постоянное присутствие пироксенитов, мелилитсодержащих пород, варьирующих по составу от бесфельдшпатоидных до мелилит-нефелиновых (окаиты). Среди собственно щелочных образований преобладают представители семейства ультраосновных фоидолитов, его наиболее меланократовые виды — мельтейгиты и ийолиты, хотя встречаются и уртиты. Малиньиты, нефелиновые, канкринитовые и щелочные сиениты в массивах, слагаемых породами рассматриваемой серии, встречаются чаще всего в виде жил и даек. Карбонатиты также обычно образуют штокверки жил и небольшие штоки. Формирование магматической серии завершилось интенсивным проявлением метасоматических процессов с образованием существенно флогопитовых, мелилитовых, магнетит-апатитовых пород и карбонатитов.

Рассматриваемая серия щелочных ультраосновных пород появляется на платформах в условиях блоковых смещений земной коры, совершающихся по разломам глубинного заложения. В Советском Союзе она известна на северной окраине Русской платформы (Кольско-Карельская), северо-западной (Маймеча-Котуйская) и юго-восточной (Алданская) окраинах Сибирской платформы. Полный набор пород, составляющих щелочную ультраосновную серию, можно встретить достаточно часто в пределах одного геологического тела. Нередко отдельные члены серии возникают в ходе многофазного интрузивного процесса и слагают самостоятельные массивы. Отдельные массивы в пределах провинции встречаются и вблизи границы платформы со складчатой областью, и на расстоянии нескольких сот километров от края платформы. Они приурочены к участкам сопряжения расколов, возникающих на краю платформы, и обычно перпендикулярных к ним тектоническим нарушениям второго и третьего порядка. Провинции, в которых развиты серии щелочных ультраосновных пород в платформенных областях, занимают большие площади, протягивающиеся на сотни километров

(Маймеча-Котуйская – 350 км). В каждой провинции насчитывается до десяти, а иногда и больше массивов. В пределах всех трех упомянутых провинций преобладают массивы изометричной, реже эллипсоидальной формы. Характерно зонально-кольцевое строение большинства интрузивных тел.

Главнейшие особенности строения и состава серии оливинитов, мелилитолитов, ультраосновных фоидолитов с карбонатитами характеризуются на примере массивов Кугда, Одихинча Маймеча-Котуйской провинции, в которых представлено все разнообразие магматических пород, и Ковдорского массива на Кольском полуострове, где интенсивно развиты послемагматические процессы и широко распространены метасоматические разности пород.

Маймеча-Котуйская провинция, расположенная на северо-западе Сибирской платформы, приурочена к северо-западному крылу Анабарской антеклизы и граничит на западе с Тунгусской синеклизой, а на севере – с Лено-Енисейским мезо-кайнозойским прогибом. Фундамент платформы на территории провинции перекрыт мощной (до 4 км) толщей осадочных, преимущественно карбонатных отложений верхнепротерозойско-пермского возраста. Стратиграфический разрез завершают эффузивы позднепермского-раннетриасового возраста (мощность до 3,5 км), представленные разнообразными породами базальтовой и щелочно-базальтоидной серий.

Осадочные и вулканогенные породы образуют моноклиналь с пологим падением на северо-запад. По данным Л.С. Егорова (1969), Маймеча-Котуйская провинция в целом расположена на пересечении двух глубинных разломов планетарного значения. Размещение интрузивов в пределах провинции контролируется системами субширотных и субмеридиональных разломов второго порядка, к местам пересечения которых приурочены все сложные массивы щелочных ультраосновных пород. По данным магнитометрических исследований, массивы имеют цилиндрическую, штокообразную и воронкообразную форму с крутым падением контактов в сторону массива (Немакит). Массивы прорывают разнообразные эффузивно-осадочные отложения, развитые в районе, от терригенных и карбонатных пород верхнего протерозоя до эффузивов триаса. О механической активности интрудировавшей магмы свидетельствуют, в частности, куполовидные вздутия и радиальные разрывы вмещающих пород, наблюдающиеся вокруг многих сложных интрузивов. Так, около массива Одихинча падение вмещающих пород с приближением к контактам становится наиболее крутым, меняясь от 10–20° в 2–3 км от массива до 65–70° у контакта. Вследствие этого, как правило, вблизи контактов массивов вскрыты более древние толщи (в контакте массива Одихинча – верхнепротерозойские доломиты), которые с удалением от контакта сменяются более молодыми отложениями (в районе массива Одихинча – нижнего, а затем среднего кембрия). Помимо механического, наблюдаются следы термального и контактово-метасоматического воздействия. Осадочные породы вокруг массивов перекристаллизованы, превращены в доломиты и мраморы (вокруг массива Одихинча ореол перекристаллизации прослеживается на расстояние до 1 км, вокруг массива Кугда – 200–300 м, вокруг массива Немакит – до 150 м). В узкой зоне экзоконтакта в доломитах местами отмечаются новообразования форстерита, диопсида, шпинели, граната, амфибола, тремолита, серпентина, иногда нефелина. Главнейшие особенности строения и состава массивов щелочных ультраосновных пород Маймеча-Котуйской провинции характеризуются на примерах массивов Кугда и Одихинча.

Массив Кугда площадью около 16 км^2, по данным магниторазведки, представляет собою воронкообразное или цилиндрическое тело, круто наклоненное к юго-востоку (рис. 11). Центральный тип строения массива подчеркивается грубоконцентрическим расположением слагающих его разнообразных пород. Наиболее древние породы (оливиниты) слагают штокообразное тело, имеющее около 2 км в поперечнике. Среди оливинитов можно выделить собственно оливиниты (титаномагнетита не более 10%) и рудные оливиниты (титаномагнетита от 10 до 50%). В контакте с доломитами обычно среднезернистые рудные оливиниты сменяются тонкозернистыми разновидностями, бедными титаномагнетитом. Мощность зон эндоконтактовых разностей оливинитов колеблется от 100 до 300 м. Во времени оливиниты сменяются мелилитовыми породами, образующими дугообразное тело протяженностью около 5 км при мощности от 0,1 до 0,6 км. Почти повсеместно в этом теле, главным образом в центральной и северной частях, примыкающих к оливинитовому ядру, распространены включения в разной степени измененных оливинитов. Среди мелилитовых пород по минеральному составу

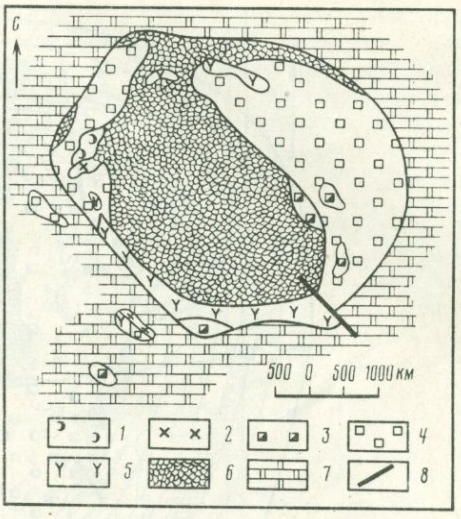


Рис. 11. Схема строения массива Кугда (по Л.С. Егорову, 1969)

1 — флогопит-оливиновые породы; *2* — щелочные сиениты; *3* — ийолиты; *4* — якупирангиты, мельтейгиты, оливиновые мельтейгит-порфиры; *5* — ункомпагриты, кугдиты, мелилитолиты; *6* — оливиниты; *7* — доломиты среднего кембрия; *8* — разломы

выделяются следующие разновидности: ункомпагриты (мелилит + пироксен), кугдиты (оливин + мелилит), почти мономинеральные мелилитолиты и титаномагнетит-мелилитовые породы.

Большие площади (порядка 7 км^2) в западной и восточной частях интрузива слагают ультраосновные фоидолиты, преимущественно мельтейгиты и меланократовые ийолиты. В зонах контакта они приобретают порфировидное сложение и постепенно сменяются эндоконтактовыми мелкозернистыми разностями, по составу и структуре напоминающими оливиновые меланефелиниты. Относительный возраст пород устанавливается довольно однозначно на основании геологических взаимоотношений. Обращает внимание пространственное расположение ийолитов. Они тяготеют к внутренним частям массива, тогда как меланократовые щелочные породы располагаются по его периферии. В качестве возможного объяснения этого явления высказано (Кононова, 1976) предположение о дифференциации расплава в камере с накоплением более лейкократовых порций в апикальных частях тел. Щелочные сиениты в массиве образуют овальное в плане тело размером 200 × 500 м и серию жил.

Среди метасоматических преобразований, весьма слабо изменивших породы массива, известен небольшой участок развития кальцит-перовскит-флогопит-оливиновых пород, а среди оливинитов — маломощные жилы клиногумит-серпофит-флогопитового состава, содержащие благородный хризолит.

Массив Одихинча площадью около 56 км^2 в современном эрозионном срезе имеет округлую форму в плане и сложен главным образом мельтейгитами и ийолитами при подчиненной роли оливинитов, мелилитовых пород, нефелиновых и щелочных сиенитов и карбонатитов (рис. 12).

Оливиниты в массиве Одихинча в основном присутствуют в виде многочисленных ксенолитов в мельтейгитах и ийолитах, так что центральная часть массива производит впечатление гигантской брекчии с размерами ксенолитов от нескольких метров до 10—15 см. Лишь в восточной части массива имеется сравнительно крупное тело оливинитов (около 1 км в поперечнике). Оливиниты ксенолитов пересекаются многочисленными инъекциями, отвечающими по составу ийолиту либо уртиту. Породы инъекций сложены нефелином переменного состава и титаномагнетитом, иногда частично замещенным перовскитом. Сложение пород неравномерное. Средне- и крупнозернистые разности характерны для осевой части инъекций, а мелкозернистые — для зоны контакта с оливинитом. Оливиниты сложены главным образом форстеритом с подчиненным количеством титаномагнетита. Вторичные минералы, развивающиеся по форстериту, — флогопит, а иногда и роговая обманка — содержатся в оливине постоянно в количествах около 1%. Контакт ийолита с оливинитом резкий и подчеркивается характерной реакционной оторочкой пироксена и железистого флогопита, причем последний развивается обычно по щелочной породе, хотя иногда появляется и с противоположной стороны пироксеновой оторочки, замещая оливинит.

Мелилитовые породы слагают два меридионально вытянутых тела общей протяженностью около 9 км. Кроме того, мелилитовые породы слагают многочисленные мелкие ксенолиты и довольно крупные блоки — останцы (до 1 км в поперечнике) среди ийолитов северной части интрузива. Они представлены главным образом двумя разновидностями мелилитовых пород — ункомпагритами (мелилит + пироксен) и турьяитами (мелилит + нефелин + пироксен). Окаиты и мелилитолиты встречаются в виде небольших участков чаще всего в виде ксенолитов в ийолитах.

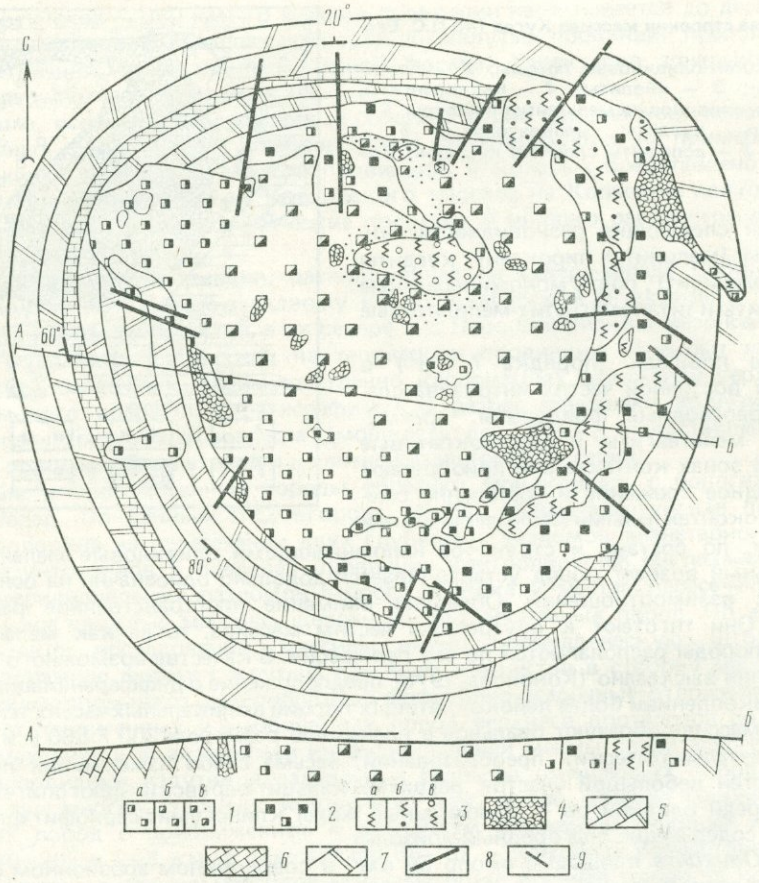


Рис. 12. Схема строения массива Одихинча (по Л.С. Егорову, 1969)

1 — ультраосновные фоидолиты: *а* — мельтейгиты, *б* — ийолиты и ийолит-уртиты, *в* — меланитовые ийолиты; *2* — якупирангиты, мельтейгиты; *3* — мелилитолиты: *а* — ункомпагриты, *б* — турьяиты, *в* — окаиты; *4* — оливиниты; *5* — доломиты среднего докембрия; *6* — известняки и мергели нижнего кембрия; *7* — доломиты верхнего протерозоя; *8* — разломы; *9* — элементы залегания

Один из блоков турьяитов вмещает многочисленные жилообразные тела пегматоидных пород пироксен-гранат-нефелин-флогопитового состава с промышленной концентрацией флогопита.

Штокообразное тело мельтейгитов—ийолитов в массиве Одихинча — наиболее крупное из известных в провинции. Наблюдается, как и в массиве Кугда, определенная тенденция изменения состава нефелин-пироксеновых пород: более лейкократовые разности (лейкоийолиты, уртиты) тяготеют к центру массива, а мельтейгиты и якупирангиты в виде кольцевой дуги располагаются по периферии. Завершает формирование массива дайковая серия пород — нефелиниты, микроийолиты, нефелиновые и щелочные сиениты, карбонатиты.

Кольско-Карельская провинция включает 16 массивов щелочных ультраосновных пород, расположенных на Кольском полуострове и в прилегающей к нему Северной Карелии. Этот регион является частью Балтийского щита и сложен глубоко метаморфизованными архейскими породами с подчиненным количеством протерозойских и палеозойских образований. К моменту формирования щелочных ультраосновных пород (около 600 млн. лет назад) он представлял собою платформенную область. Массивы располагаются в разных тектонических зонах и структурных ярусах (от архея до верхнего протерозоя включительно) и подчиняются лишь одной закономерности — они приурочены к разломам, а чаще к их пересечениям.

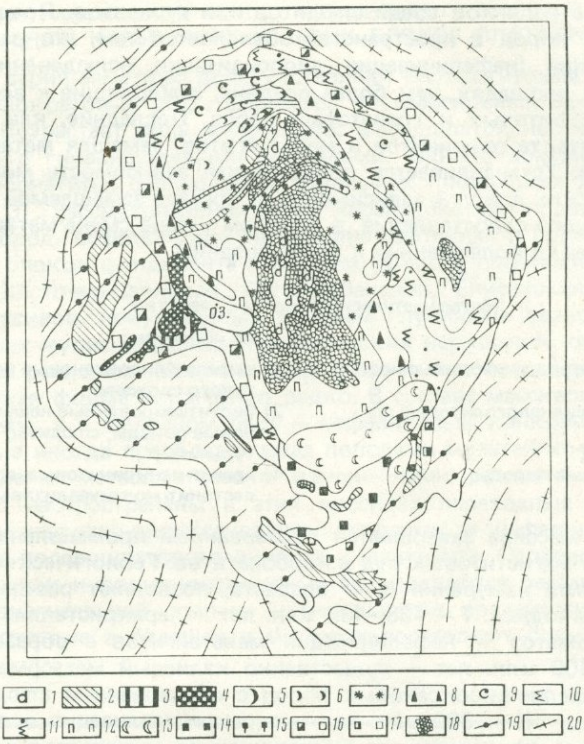


Рис. 13. Схематическая геологическая карта Ковдорского массива (по В.И. Терновому и др., 1969, с дополнениями Кононовой В.А.)

1 — сунгулиты; *2* — карбонатиты; *3* — апатит-форстеритовые породы; *4* — магнетитовые руды; *5* — флогопит-диопсид-оливиновые породы гигантозернистые; *6* — то же, среднезернистые и крупнозернистые; *7* — флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты; *8* — гранатовые скарны; *9* — монтичеллитовые породы; *10* — мелилитолиты; *11* — турьяиты; *12* — нефелиновые пироксениты; *13* — слюдиты и слюдяно-пироксеновые породы; *14* — якупирангиты; *15* — полевошпатовые ийолиты, малиньиты и фельдшпатоидные сиениты; *16* — крупнозернистые ийолиты и ийолит-уртиты; *17* — среднезернистые ийолиты и мельтейгиты; *18* — оливиниты; *19* — фениты; *20* — гнейсы

Ковдорский массив (рис. 13) площадью 40,5 км^2 в современном эрозионном срезе залегает среди биотит-олигоклазовых гнейсов и гранито-грейсов нижнеархейского возраста. В плане массив имеет овальную форму и сложное концентрически-зональное строение. Его ядро слагают оливиниты, которые по периферии окружены кольцевой интрузией щелочных пород, представленных главным образом мельтейгитами, ийолитами и турьяитами. Многочисленные дайки и жилы ийолитов, малиньитов, нефелинитовых и канкринитовых сиенитов завершают магматическую деятельность. Наряду с интрузивными разностями не менее половины всей площади массива слагают метасоматические образования.

Изучение разрезов, составленных в направлении от так называемого центрального оливинитового ядра к периферии в юго-восточной, северной и западной частях массива, помогло выявить закономерное зональное пространственное расположение метасоматических пород и их соотношение во времени. Так, в ультраосновном ядре во внутренней его части широко развиты диопсидовые, флогопитовые, диопсид-флогопитовые разности. Ближе к периферии они сохраняются лишь в виде реликтов среди преобладающих здесь более поздних монтичеллитовых и мелилитовых пород. На отдельных участках в непосредственном контакте со щелочными породами периферического кольца монтичеллит-мелилитовые метасоматиты отсутствуют, и тогда мельтейгиты граничат с флогопитизированными в меньшей степени диопсидированными оливинитами. В периферическом щелочном кольце нефелинизированные мельтейгиты картируются обычно в центральной части, а вблизи контакта с оливинитами они сохраня-

ются лишь в виде реликтов среди слюдитов или турьяитов. Подобное расположение метасоматических пород в пространстве объясняется тем, что ранние метасоматические преобразования (нефелинизация, диопсидизация, ослюденение) развиты на значительно больших площадях, чем более поздние, приводящие к возникновению мелилитовых, монтичеллитовых и гранатовых пород. Последние, как правило, тяготеют к узкой зоне контакта оливинитов и мельтейгитов, замещая метасоматические породы ранних стадий. Устанавливается определенная зависимость минеральных ассоциаций метасоматических пород в зависимости от состава замещаемой породы, как видно из ниже приведенного сопоставления, в котором учтена смена метасоматических пород во времени, начиная от более ранних к более поздним.

Метасоматические породы, развитые

по оливинитам:	по ийолитам:
1) диопсидовые породы, местами с нефелином;	1) нефелин-пироксеновые породы такситового сложения;
2) слюдиты, диопсид-флогопитовые породы;	2) биотитизированные нефелин-пироксеновые породы, слюдиты;
3) мелилитолиты;	3) турьяиты;
4) монтичеллитовые породы	4) гранат-канкринитовые, гранат-волластонит-монтичеллитовые породы

Формирование массива завершается образованием промышленных месторождений флогопита, апатит-магнетитовых руд и карбонатитов. Геологические данные, подтвержденные результатами измерения K-Ar возраста, позволяют расчленить послемагматический этап на три стадии: I — 468—435 млн. лет — перекристаллизация и существенно натриевый метасоматоз — нефелинизация мельтейгитов с образованием ийолит-уртитов; II — 430—400 млн. лет — существенно калиевый метасоматоз — ослюденение оливинитов и нефелин-пироксеновых пород с образованием слюдитов, слюдисто-пироксеновых пород; III — 380 млн. лет — перекристаллизация ослюденелых оливинитов с образованием флогопитового месторождения и существенно кальциевый метасоматоз, сопровождавшийся возникновением мелилитовых, существенно гранатовых, апатит-магнетитовых и существенно апатитовых пород. В этот же интервал времени формировались карбонатиты. В вопросе о генетических взаимоотношениях фоскоритов и сёвитов (кальцитовых карбонатитов) нет единого мнения. Находки карбонатитов орбикулярного и сферолитового строения (состоят из сегрегаций оливина с магнетитом и флогопитом в основной массе кальцита с примесью апатита, силикатных и окисных минералов) рассматриваются как доказательство несмесимости рудносиликатной и карбонатной составляющих расплава, разделившихся в процессе кристаллизации первичного расплава смешанного состава (Lapin, Vartiainen, 1983).

Карбонатиты образуют преимущественно жилы, штокверки жил, небольшие тела, причем нередко и вне контуров массивов. Они весьма разнообразны по составу, который, как показано во многих работах, варьирует прежде всего в зависимости от стадии образования карбонатита. Согласно В.И. Терновому (Терновой и др., 1969), в Ковдорском массиве различаются следующие типы карбонатитов: эгирин-кальцитовые (1 стадия); флогопит-диопсид-кальцитовые, кальцит-флогопит-магнетит-апатитовые с акцессорными циркелитом, пирохлором, кальцитовые (80—90% кальцита) с апатитом, форстеритом, флогопитом зеленого цвета, магнетитом и акцессорным бадделеитом (2 стадии); кальцитовые с доломитом, тетраферрифлогопитом, гуммитом, сульфидами, акцессорными пирохлором, гатчеттолитом, иногда циркелитом (3 стадия); доломитовые (4 стадия). Наиболее широко распространены карбонатиты второй стадии. Установлены вариации состава карбонатитов в зависимости от глубины их формирования и характера вмещающих пород (Самойлов, 1977).

Подчеркнем в заключении, что несмотря на значительное разнообразие пород, слагающих рассматриваемую магматическую серию, ее состав определяют оливиниты, а также типичные ультраосновные породы щелочного ряда, принадлежащие семействам мелилитолитов и ультраосновных фоидолитов (ийолиты, мельтейгиты и др.).

ПИРОКСЕНИТ, УЛЬТРАОСНОВНОЙ ФОИДОЛИТ, ФЕЛЬДШПАТОИДНЫЙ И ЩЕЛОЧНОЙ СИЕНИТ, КАРБОНАТИТ КРАЕВЫХ БЛОКОВ ПЛАТФОРМ

Среди пород данной серии заметную долю составляют перовскитовые и ильменитовые пироксениты и меланократовые виды семейства ультраосновных фоидолитов (мельтейгиты, ийолиты). Возрастает роль малиньитов, фельдшпатоидных и щелочных сиенитов по сравнению с гипабиссальными массивами. Однако доминирующим типом пород являются карбонатиты, слагающие в отдельных провинциях до 77% площади массивов (см. табл. 3). Рассматриваемая серия характерна для провинций щелочных и ультраосновных пород, возникающих на границе платформ и складчатых областей в пределах краевых блоков фундамента платформ. К числу провинций этого типа могут быть отнесены Восточно-Саянская, Сетте-Дабанская, Енисейская, объединяющие небольшое число массивов, приуроченных к зонам глубинных разломов, состоящих из серии параллельных кулисообразных тектонических нарушений, осложненных системами более мелких разломов. Массивы чаще всего имеют овальную и линзовидную форму; изометрическая форма встречается редко. В составе массивов постоянно присутствуют пироксениты, а в щелочном ряду — нефелиновые, канкринитовые и щелочные сиениты, которые иногда преобладают над породами мельтейгит-уртитового ряда. Последние представлены метасоматически измененными разностями с такситовой структурой. Широко распространены в этих массивах переходные разности между бесполевошпатовыми нефелин-пироксеновыми породами и нефелиновыми сиенитами, т.е. породы типа полевошпатового ийолита и малиньита. Особенности вещественного состава, так же как и форма интрузивных тел, поддаются реставрации с трудом, поскольку они в значительной степени изменены под воздействием более поздних карбонатитов, которые в отдельных массивах составляют больше половины их площади.

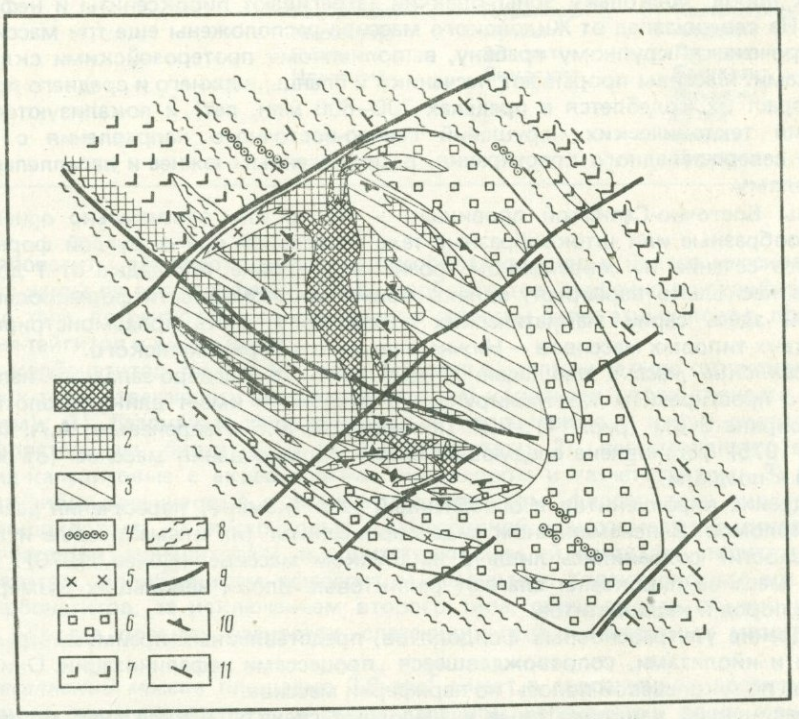


Рис. 14. Схема строения Нижнесаянского массива (по А.А. Фролову, 1975)

1–3 — карбонатиты: *1* — анкеритовые, *2* — амфибол-кальцитовые, *3* — крупнозернистые авгит-биотит-кальцитовые; *4* — пикриты, альнеиты; *5* — щелочные, нефелиновые и нефелин-канкринитовые сиениты; *6* — ультраосновные фоидолиты (якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты); *7* — габбро-диабазы; *8* — кварцево-слюдистые сланцы и песчаники; *9* — разрывные нарушения; *10–11* — элементы залегания: *10* — полосчатости в карбонатитах, *11* — сланцеватости и слоистости

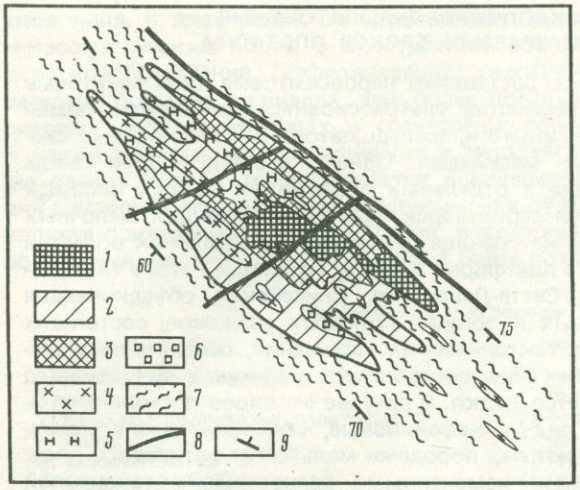


Рис. 15. Схема строения Верхнесаянского массива (по А.А. Фролову, 1975)

1–3 — карбонатиты: *1* — анкеритовые и доломитовые; *2* — эгирин-биотит-кальцитовые; *3* — биотит-кальцитовые; *4* — щелочные сиениты; *5* — нефелиновые и нефелин-канкринитовые сиениты; *6* — мельтейгиты и ийолиты; *7* — кварцево-слюдистые сланцы; *8* — разрывные нарушения; *9* — элементы залегания сланцеватости и слоистости

Восточно-Саянская провинция расположена на юго-западе Сибирской платформы и включает четыре массива, детально исследованные А.А. Фроловым (1975), Л.К. Пожарицкой и В.С. Самойловым (1972), А.А. Коневым (1970). Массивы залегают в двух различных структурных зонах. Расположенный в юго-восточной, наиболее глубоко эродированной части Восточного Саяна Жидойский массив приурочен к архейскому выступу фундамента платформы и прорывает гнейсы и кристаллические сланцы архейского возраста, в различной степени мигматизированные и смятые в изоклинальные складки северо-западного простирания. Массив приурочен к полосе аномалий субширотного простирания, которая, как предполагают, являлась долгоживущей тектонической зоной. Непосредственно в районе массива установлен разлом субмеридионального направления, который подновлялся и после внедрения щелочных пород, поскольку зоны брекчий затрагивают пироксениты и нефелиновые сиениты. На северо-запад от Жидойского массива расположены еще три массива, которые приурочены к крупному грабену, выполненному протерозойскими складчатыми комплексами. Массивы прорывают песчаники и сланцы верхнего и среднего протерозоя (K-Ar возраст их колеблется в пределах 700–600 млн. лет) и локализуются в узлах пересечения тектонических нарушений северо-восточного направления с крупным разломом северо-западного простирания, расположенным южнее и параллельно Ангарскому разлому.

Массивы Восточно-Саянской провинции — круто или вертикально ориентированные трубообразные или штокообразные тела с овальной или округлой формой горизонтального сечения на современном эрозионном уровне, площадью от 1 до 20 км^2. Их состав несколько варьирует, однако общие закономерности формирования представленной здесь серии магматических пород могут быть продемонстрированы на примере двух типовых массивов — Нижнесаянского и Верхнесаянского.

Нижнесаянский массив площадью 18 км^2 вытянут в северо-западном направлении согласно с простиранием контролирующего разлома и имеет длину около 6 км при средней ширине 3 км (рис. 14). Л.К. Пожарицкой, Ю.Б. Лавреневым, А.А. Фроловым (Фролов, 1975) установлена следующая схема формирования массива (от ранних образований к поздним).

1. Внедрение пироксенитов в ослабленный узел (камеру) пересечения разнонаправленных разломов. В неизмененном виде пироксениты (их ильменитовые и перовскитовые разности) сохранились лишь в Жидойском массиве (Конев, 1970). В Нижнесаянском массиве пироксены слагают реликтовые блоки небольших размеров среди щелочных пород и карбонатитов.

2. Внедрение ультраосновных фоидолитов, представленных преимущественно мельтейгитами и ийолитами, сопровождавшееся процессами нефелинизации. Они сохранились в виде полукольцевой полосы по периферии массива.

3. Нефелиновые, канкринитовые и щелочные сиениты в виде даек мощностью от нескольких метров до 100 м, внедрение которых сопровождалось явлениями калишпатизации.

4. Пикриты, альнеиты залегают в северной части карбонатитового ядра и сохранились в виде многочисленных ксенолитов в карбонатитах.

Таблица 4. Минеральный состав карбонатитов Восточной Сибири (по Л.К.Пожарицкой и В.С.Самойлову, 1972)

Минералы	I стадия	II стадия	III стадия	IV стадия
Породообразующие	Авгит-диопсид	Диопсид	Эгирин	Эгирин
	Форстерит	Эгирин-диопсид	Рихтерит	Магнезиорибекит
	Биотит	Биотит	Эккерманит	Арфведсонит
	Флогопит	Флогопит	Магнезиоарфведсонит	Хлорит
	Магнетит	Тетраферрифлогопит	Серпентин	Стильпномелан
	Апатит	Форстерит	Тальк	Гидрохлорит
	Кальцит	Магнетит	Хондродит	Гидрослюда
	Периклаз	Клиногумит	Тетраферрифлогопит	Альбит
	Шорломит	Магнезиоарфведсонит	Магнетит	Карбонат-апатит
		Шпинель	Пирротин	Магнетит
		Пирротин	Пирит	Гематит, пирит
		Доломит	Апатит	Барит, флюорит
		Кальцит	Доломит	Флоренсит, стронцианит
			Кальцит	Доломит
			Флогопит	Анкерит
				Кальцит
				Кварц
Акцессорные	Перовскит	Дизаналит	Титанит	Пирохлор
	Титанит	Титанит	Ильменит	Ферсмит
	Циркон	Циркон	Рутил	Колумбит
	Кальциртит	Бадделеит	Анатаз	Монацит
		Циркелит	Циркон	Бербанкит
		Гатчеттолит	Пирохлор	Карбоцернаит
		Пирохлор	Луешит	Анкилит
		Рутил	Эшинит	Паризит
		Ильменит	Линдокит	Бастнезит
				Ильменит
				Рутил
				Анатаз
				Циркон

5. Карбонатиты образуют крупное штокообразное тело в центре массива и многочисленные жилы по его периферии. Среди карбонатитов, особенно по периферии штокообразного тела, встречаются многочисленные реликты силикатных пород, преимущественно мельтейгитов и ийолитов.

Среди карбонатитов Нижнесаянского массива выделены четыре структурно-минералогических типа, отвечающих различным стадиям карбонатитового процесса (от ранних к поздним): 1) безрудные крупнозернистые кальцитовые с эгирин-диопсидом, апатитом, форстеритом, биотитом и титаномагнетитом; 2) пегматоидные форстерит- и диопсид-кальцитовые с акцессорными пирохлором и гатчеттолитом; 3) мелкозернистые амфибол-кальцитовые с магнетитом, апатитом, флогопитом, пиритом, акцессорным пирохлором; 4) анкеритовые с акцессорной редкоземельной минерализацией (паризит-бастнезит-монацитовая) и сопутствующими ей апатитом, пиритом, флюоритом, гематитом, молибденитом, сфалеритом, галенитом. Характерно, что все разновидности карбонатитов, за исключением второго типа, образующего обычно небольшие останцы в более поздних разностях, слагающих тела значительных масштабов (см. рис. 14).

Верхнесаянский массив площадью 2,6 км^2 имеет в современном эрозионном срезе линзовидную форму и вытянут в северо-западном направлении вдоль контролирующего разлома (рис. 15). В нем пироксениты и породы семейства ультраосновных фоидолитов (мельтейгиты, ийолиты) встречаются лишь в виде небольших сильно переработанных реликтов. Верхнесаянский массив сложен главным образом нефелиновыми, щелочными и канкринитовыми сиенитами, их дайковой серией и карбонатитами.

Среди нефелиновых сиенитов по составу выделяются биотитовые, эгириновые, биотит-эгириновые разности; обычно эти породы сильно альбитизированы и канкринитизированы. По структуре это в основном среднезернистые, нередко порфировидные породы массивного или трахитоидного сложения. Жильная серия нефелиновых сиенитов представлена нефелиновыми сиенит-порфирами с тонко- и мелкозернистой основной массой трахитоидного сложения. По данным А.А. Фролова (1975), наиболее крупная дайка сиенит-порфиров рассекает массив с северо-запада на юго-восток, имея протяженность около 3 км при мощности 120 м в центре и 20—30 м на окончаниях. Внедрение субщелочных сиенитов, по-видимому, произошло на конечных стадиях магматического этапа формирования массива, когда проявилась дайковая серия сиенитов. Завершают формирование массива разнообразные по составу карбонатиты, слагающие около 55% площади массива.

Подчеркнем, что карбонатиты в мезоабиссальной серии калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород, как и в гипабиссальной серии, представлены кальцитовыми, доломит-кальцитовыми, доломитовыми и анкеритовыми разностями. С учетом времени образования различаются четыре стадии, каждая из которых представлена карбонатитами с определенным парагенезисом минералов, как можно видеть в табл. 4. Для рассматриваемой серии характерны иные масштабы развития отдельных разновидностей карбонатитов по сравнению с менее глубинными сериями щелочных ультраосновных пород. В мезоабиссальных условиях возрастает роль высокотемпературных кальцитовых, а также доломит-кальцитовых карбонатитов, которые, по данным В.С. Самойлова (1977), составляют соответственно 35—60 и 15—35% площади современных срезов массивов. Характерно также сокращение масштабов развития карбонатно-силикатных метасоматитов. Широкие вариации состава карбонатитов определяются в первую очередь изменением физико-химических условий в ходе их формирования (падение температуры, изменение *pH* среды, давления), как это подробно рассмотрено в специальных публикациях (Гинзбург, Эпштейн, 1968; Самойлов, 1977; Carbonatites, 1966 и др.). Что касается генезиса карбонатитов, то разноплановые (геологические, минералого-петрофизические, изотопные, экспериментальные) исследования не оставили сомнения в их мантийной природе (Гинзбург, Самойлов, 1983). Все большее число фактов свидетельствуют в пользу их магматического происхождения (Le Bas, 1981; Katz, Keller, 1981) при участии процессов длительной дифференциации (Tulton, 1983; Gittins, Mc Kie, 1980), ликвации (Lapin, Vartiainen, 1983) и метасоматической переработки предшествующих им силикатных пород.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА ПОРОД И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В ЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЯХ

Общие черты химизма и минерального состава пород, составляющих калиево-натриевые щелочные ультраосновные серии, достаточно детально охарактеризованы в литературе. В этой связи в настоящем разделе главное внимание уделено закономерностям изменения химизма пород, минеральных парагенезисов и составов минералов в процессе формирования щелочных ультраосновных серий от ранних их членов к завершающим. Рассматриваются также особенности состава пород и минералов щелочных ультраосновных серий, формировавшихся в различных фациальных условиях (поверхностных, гипо- и мезоабиссальных).

Настоящий раздел основан главным образом на авторских аналитических данных, полученных методами классической химии и дополненных для пород результатами рентгенофлюоресцентного и спектрального анализов, а для минералов — рентгеноспектральными данными, полученными в основном в соответствующих лабораториях ИГЕМ АН СССР. Каменный материал был собран на наиболее представительных массивах Маймеча-Котуйской, Восточно-Саянской, Кольско-Карельской провинций Советского Союза и некоторых зарубежных регионов. Характеристика пород щелочной ультраосновной серии, формировавшейся в наземных условиях, в основном дана по литературным данным (Белоусов и др., 1974; Егоров, 1970; The alkaline rocks, 1974).

Состав щелочных ультраосновных пород в магматических сериях

Породы, составляющие калиево-натриевые щелочные ультраосновные серии, характеризуются рядом общих геохимических особенностей. Для всех разновидностей пород типичны дефицит кремнезема, высокие содержания магния, железа, кальция, переменные, но всегда повышенные количества щелочей с преобладанием натрия над калием. Из элементов-примесей наиболее показательны высокие содержания никеля и кобальта, из летучих компонентов — углекислоты, а среди полезных компонентов —

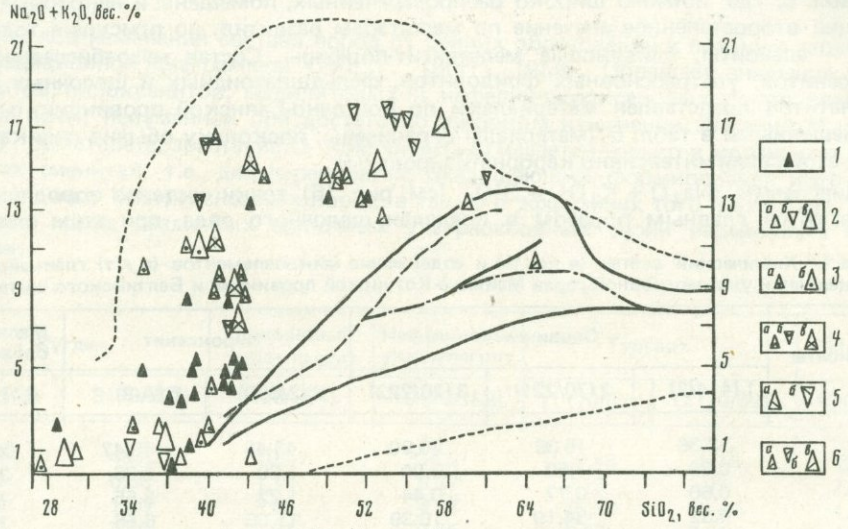


Рис. 16. Соотношение $Na_2O + K_2O$ и SiO_2 (в вес.%) в породах щелочных ультраосновных серий
1 — породы серии щелочной пикрит, мелилитит, ультраосновной фоидит и карбонатит, *2* — оливинит, пироксенит, *3* — мелилитолиты, *4* — ультраосновные фоидолиты, *5* — малиньиты, *6* — нефелиновые, канкринитовые, щелочные сиениты: *а* — серия оливинит, мелилитолит, ультраосновной фоидолит с карбонатитами (Кольско-Карельская, Маймеча-Котуйская провинции), *б* — серия пироксенит, ультраосновной фоидолит, фельдшпатоидный и щелочной сиенит, карбонатит (Восточно-Саянская провинция), *в* — средние данные для серий *а* и *б*

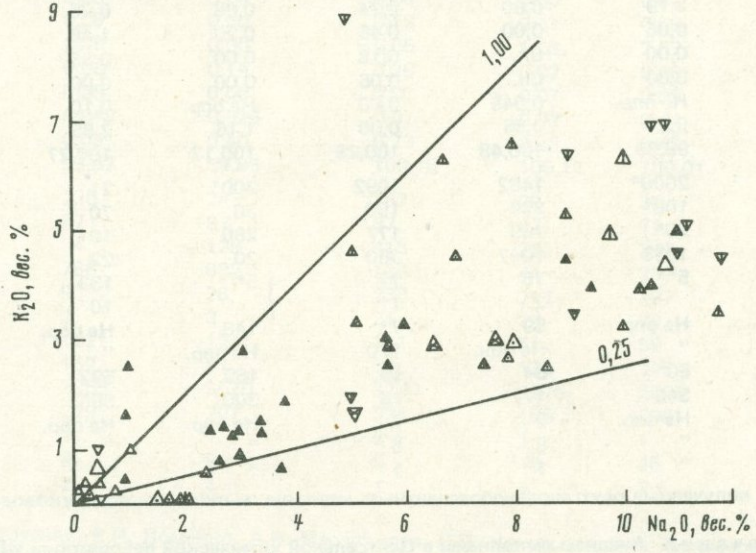


Рис. 17. Соотношение Na_2O и K_2O (в вес.%) в породах щелочных ультраосновных серий
Условные обозначения те же, что и на рис. 16

титана, циркония, ниобия, редких земель. Породы, слагающие щелочные ультраосновные серии, характеризуются достаточно четкими границами вариаций составов, которые закономерно меняются от ранних дифференциатов к более поздним. Это иллюстрируется серией диаграмм (рис. 16—19), для построения которых привлечены анализы пород калиево-натриевых щелочных ультраосновных серий, формировавшихся на разных глубинах. Для вулканической серии щелочных пикритов, мелилититов, ультраосновных фоидитов с карбонатитами использованы литературные материалы (Егоров, 1970) по Маймеча-Котуйской провинции. Гипабиссальная серия оливинитов, мелилитолитов, ультраосновных фоидолитов с карбонатитом характеризуется с учетом данных табл. 5, где, помимо широко распространенных, помещены и некоторые породы, имеющие второстепенное значение по масштабам развития, но присущие только этой серии — альноиты, оливиновые мельтейгит-порфиры. Состав мезоабиссальной серии пироксенитов, ультраосновных фоидолитов, фельдшпатоидных и щелочных сиенитов карбонатитов представлен материалами по Восточно-Саянской провинции, в том числе помещенными в табл. 6 (материалы ограничены, поскольку обычно силикатные породы в этой серии интенсивно карбонатизированы).

На диаграмме ($Na_2O + K_2O$) — SiO_2 (см. рис. 16) точки составов пород всех серий располагаются главным образом в пределах щелочного ряда, при этом оливиниты,

Таблица 5. Химический состав (в вес.%) и содержание микроэлементов (в г/т) главнейших видов пород щелочной ультраосновной серии Маймеча-Котуйской провинции и Балтийского щита

Компоненты	Оливинит			Пироксенит		Мелилитовый оливинит
	1 (414/2)	2 (70/221)	3 (70/222)	4 (2/690)	5 (А-8)	6 (70/205)
SiO_2	38,36	15,36	30,90	43,46	36,47	26,72
TiO_2	0,36	7,50	3,00	1,20	3,36	3,65
Al_2O_3	0,60	0,77	0,44	1,22	8,55	1,65
Fe_2O_3	4,32	34,10	10,39	11,05	6,56	17,80
FeO	8,69	14,37	10,70	5,10	5,56	15,65
MnO	0,30	0,09	0,22	0,14	0,18	0,27
MgO	43,57	26,05	38,33	14,57	10,16	30,40
CaO	1,54	0,93	3,89	20,26	21,64	3,75
Na_2O	0,14	0,07	0,75	0,48	1,06	0,26
K_2O	0,30	0,04	0,22	0,44	1,00	0,05
H_2O^-	0,16	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00
H_2O^+	0,79	0,80	0,74	0,68	0,95	0,10
P_2O_5	0,05	0,00	0,46	0,20	1,48	Сл.
F	0,00	Сл.	0,18	0,00	0,35	Сл.
Cl	0,00	Сл.	0,06	0,00	0,00	0,00
S	Не опр.	0,045	0,00	Не опр.	0,10	Сл.
CO_2	0,81	0,35	0,00	1,16	2,85	0,19
Сумма	99,99	100,48	100,28	100,12	100,27	100,49
Ni	2000*	1482	1092	300*	21	1092
Co	100*	229	150	30	70	190
V	20*	109	177	280	101	129
Cr	1088	1047	360	20	22	1217
Nb	5*	15	77	5*	133	13
Na		2	11		10	2
Zr	Не опр.	59	7*	148	Не опр.	346*
TR	"	Не обн.	170	Не опр.	"	Не обн.
Sr	80*	34	68	169	592	102
Ba	540	171	18	300*	895	189
Li	Не опр.	2	2	Не опр.	Не опр.	2
Rb	"	9	5	"	"	9
Cs	"	1	1	"	"	1

* Анализы, полученные рентгенофлюоресцентным методом, выполнены под руководством Ю.П.Дикова.

Примечание. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР; аналитики: Е.Л. Бородина, В.С. Быкова, Н.В. Воронкова, С.И. Вронская, С.А. Горбачева, С.И. Гундиенко, Д.Н. Князева, Г.Е. Коленчук, Т.Н. Колобаева, И.В. Королева, Н.В. Корсакова, Л.Ф. Корта-

перовскитовые (ильменитовые, титаномагнетитовые) пироксениты, мелилитовые породы, мельтейгиты, йолиты, уртит и эффузивы попадают в поле пород ультраосновной группы, малиньиты, полевошпатовые уртиты, нефелиновые и канкринитовые сиениты — в поле основных составов, а щелочные сиениты, частично канкринитовые и нефелиновые сиениты — в поле средних составов. Обращает на себя внимание, что эффузивы имеют значительно более узкий диапазон вариации составов, чем интрузивные образования.

По соотношению K_2O и Na_2O основная масса точек попадает (см. рис. 17) в поле между величинами отношений K_2O/Na_2O от 1,00 до 0,25, характерных для K-Na пород щелочного ряда.

Общий ход изменения состава пород от ранних образований к поздним характеризуется традиционной диаграммой QML (Burri, 1959). Обращает внимание, что для оливинитов, пироксенитов, мелилитовых и нефелин-пироксеновых пород величина Q остается почти неизменной при достаточно широком изменении значений M и L (см. рис. 18). Заметное возрастание Q- компонента отмечается только в малиньитах и разнообразных сиенитах, т.е. дифференциатах, завершающих формирование интрузивных серий щелочных ультраосновных пород, а также в эффузивах того же состава. В целом же состав пород различных щелочных ультраосновных серий варьирует в близких пределах.

Кугдит		Оливиновый уникомпагрит	Нефелиновый уникомпагрит	Турьяит		Мельтейгит
7 (70/206)	8 (70/207)	9 (70/204)	10 (70/168)	11 (70/67)	12 (70/69)	13 (418/6)
40,27	40,93	40,47	34,51	38,48	35,36	40,77
0,80	0,63	1,19	5,27	2,13	2,95	2,94
2,02	1,83	3,08	4,08	16,30	15,43	4,57
4,40	3,78	3,61	9,56	5,07	5,51	7,04
4,49	3,59	4,98	7,24	3,92	4,67	7,45
0,08	0,10	0,08	0,18	0,15	0,16	0,29
20,20	16,77	13,47	10,22	4,64	5,01	8,86
25,93	30,30	30,33	24,69	16,84	17,57	19,80
1,63	1,70	1,81	2,37	8,57	7,79	3,04
0,08	0,08	0,15	0,58	2,51	2,82	0,91
0,00	0,00	0,04	0,08	0,00	0,13	0,00
0,11	0,06	0,20	0,18	0,41	0,59	0,36
0,00	0,00	0,00	0,05	1,03	2,87	0,56
0,23	0,00	0,14	0,28	0,02	0,46	0,06
0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,06	0,00
0,053	0,049	0,026	0,07	0,02	0,04	0,00
0,06	0,05	0,40	0,73	0,33	0,43	0,68
100,35	99,87	99,98	100,16	100,11	100,01	99,64
491	335	242	187	39	39	50*
103	87	87	87	47	71	50*
61	54	129	415	333	347	616
932	768	632	136	41	23*	20*
11	9	26	238	217	287	80*
1	2	3	21	13	22	
215*	102*	124*	111	51	59	25*
43	162	51	60	170	145	70*
2805	3655	3570	3230	2975	2805	255
172	279	207	324	108	396	50*
2	1	1	3	1	1	Не опр.
9	9	9	9	18	46	"
1	2	1	1	1	2	"

шева, Т.А. Котенко, Е.И. Ломейко, А.Н. Мерзлякова, Л.П. Некрасова, Э.И. Тихомирова, Т.П. Смирнова, Е.П. Фролова. Образцы авторов по массивам Балтийского щита: Ковдор (ан. 1, 4, 13, 20, 21, 24, 25), Озерная (ан. 26), Ально (ан. 5, 18, 22, 29, 31), Сибирской платформы: Сона (ан. 15, 16), Одихинча (ан. 11, 12, 23, 27, 28, 30), Кугда (ан 2, 3, 6, 7, 8, 9, 10, 14, 17, 19).

Таблица 5 (продолжение)

Компоненты	Мельтейгит	Оливиновый мельтейгит-порфир		Ийолит		Уртит
	14 (70/153)	15 (70/227)	16 (70/229)	17 (70/140)	18 (А-205)	19 (70/172)
SiO_2	42,78	41,90	40,43	41,28	42,46	41,25
TiO_2	3,74	4,11	4,30	2,95	0,98	1,72
Al_2O_3	10,60	10,40	10,19	13,61	16,68	23,04
Fe_2O_3	8,76	8,23	9,85	7,30	3,64	3,58
FeO	3,87	6,17	6,10	4,53	4,80	2,93
MnO	0,16	0,13	0,11	0,12	0,23	0,01
MgO	7,67	7,64	7,69	8,11	4,70	4,38
CaO	12,81	11,25	11,59	12,41	13,88	6,74
Na_2O	5,70	5,71	5,16	6,00	7,53	11,01
K_2O	3,02	3,22	3,48	3,41	2,60	4,99
H_2O^-	0,10	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
H_2O^+	0,60	0,86	0,83	0,38	0,50	0,29
P_2O_5	0,16	0,08	0,00	0,90	0,08	0,08
F	0,32	0,41	0,44	0,57	0,22	0,29
Cl	0,00	0,00	0,00	0,04	0,08	0,00
S	0,2	0,021	0,026	0,05	0,25	0,026
CO_2	0,04	0,18	0,26	0,06	0,59	0,28
Сумма	100,65	100,50	100,53	100,88	99,22	100,61
Ni	117	94	94	31	12	23
Co	71	63	71	71	44	40
V	496	334	366	211	92	204
Cr	74	190	218	6*	19	7
Nb	308	196	161	182	104	60
Ta	20	8	9	9	12	5
Zr	355	436	377	85	Не опр.	74
TR	43	43	43	60	"	56
Sr	1258	2040	2210	450	676	718
Ba	171	1620	1260	433	358	234
Li	7	17	15	1	Не опр.	3
Rb	16	36	46	55	"	73
Cs	1	1	1	2		1

Таблица 5 (продолжение)

Компоненты	Щелочной сиенит		Альноит	Карбонатит	
	27 (70-158)	28 (70/248)	29 (А-16а)	30 (70/236)	31 (А-7)
SiO_2	60,60	65,34	28,44	16,17	10,43
TiO_2	0,88	0,70	2,83	0,00	0,72
Al_2O_3	16,12	10,50	6,74	10,32	1,70
Fe_2O_3	3,15	4,14	7,63	0,13	4,10
FeO	1,18	0,76	5,98	0,10	3,32
MnO	0,07	0,06	0,18	0,009	0,23
MgO	0,78	1,50	16,67	0,077	1,84
CaO	1,95	4,50	17,85	35,11	41,91
Na_2O	6,76	5,12	0,85	4,51	0,76
K_2O	6,43	4,71	1,63	0,46	1,08
H_2O^-	0,30	0,13	0,00	0,00	0,13
H_2O^+	0,85	0,32	4,85	4,59	1,38
P_2O_5	0,12	0,16	2,60	0,30	2,45
F	0,12	0,24	0,76	0,26	0,29
Cl	0,00	0,04	0,05	0,00	0,03
S	0,05	0,02	0,23	0,00	0,27
CO_2	0,60	1,94	2,19	27,30	28,32
Сумма	99,96	100,18	99,48	99,34	98,96

Уртит	Малиньит		Нефелиновый сиенит		Канкринитовый сиенит	
20 (1-269)	21 (1-561)	22 (А-6)	23 (70/33)	24 (5/717)	25 (420/6)	26 (2/199)
44,48	50,59	49,06	49,69	53,39	49,76	51,43
0,41	0,79	1,04	0,42	0,88	0,46	0,54
20,82	18,47	21,79	19,44	18,04	17,14	19,17
2,40	4,26	2,59	5,25	2,52	5,71	3,43
1,44	1,71	2,93	2,81	3,31	0,85	1,49
0,04	0,16	0,23	0,17	0,12	0,08	0,09
4,79	2,56	1,02	0,50	2,47	1,11	0,76
9,42	4,12	5,12	3,68	1,81	3,97	5,15
10,47	10,42	9,03	8,01	7,10	11,74	10,14
4,10	4,13	5,46	6,63	4,71	3,54	3,31
0,44	0,28	0,00	0,13	0,24	0,56	0,10
0,81	0,84	0,84	1,95	0,88	2,45	1,39
0,04	0,39	0,15	0,10	0,35	0,15	0,46
0,00	0,09	0,20	0,34	0,05	0,00	Не опр.
0,03	0,45	0,03	0,00	Не опр.	0,00	0,04
0,02	0,10	0,12	0,04	0,15	Не опр.	0,06
0,62	0,53	0,23	0,81	1,45	2,83	2,10
100,33	99,89	99,84	99,97	99,47	100,35	99,66
50*	Не опр.	6	7	Не опр.	10*	Не опр.
10*	"	24	24	"	10*	"
35*	68	118	326	"	112	"
34*	Не опр.	0	27	"	Не обн.	"
23*	"	623	203	10	30*	"
	"	46	8			"
36*	185	Не опр.	187	292	296	"
Не опр.	Не опр.	"	170	84	Не опр.	"
296*	357	507	2040	414	935	592
70*	Не опр.	3761	4950	2776	540	358
3	"	Не опр.	16	2	Не опр.	Не опр.
55	"	"	109	92	"	"
1	"	"	1	1	"	"

Таблица 5 (окончание)

Компоненты	Щелочной сиенит		Альноит	Карбонатит	
	27 (70-158)	28 (70/248)	29 (А-16а)	30 (70/236)	31 (А-7)
Ni	7	59*	299	38	Не опр.
Co	24	28*	86	76	"
V	95	24*	263	79	286
Cr	27	10*	952	14	27
Nb	73	47*	126	5*	140
Ta	3		10		
Zr	246	375*	Не опр.	10*	Не опр.
TR	Не опр.	Не опр.	"	255	"
Sr	1020	663	761	9520	7735
Ba	990	716*	1253	1080	1980
Li	3	Не опр.	Не опр.	74	Не опр.
Rb	23	"	"	7	"
Cs	0,5	"	"	2	"

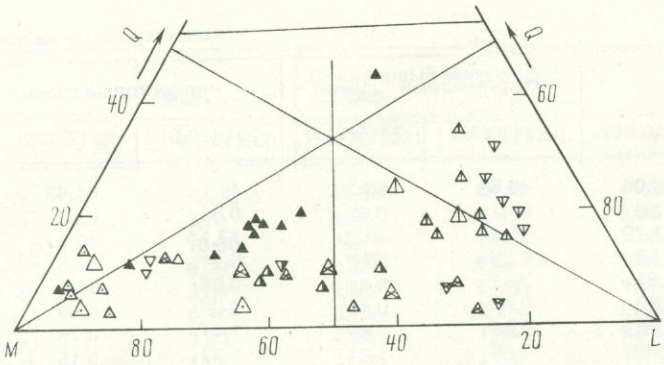


Рис. 18. Диаграмма Q–M–L (по Burry, 1959) для пород щелочных ультраосновных серий

Условные обозначения те же, что и на рис. 16

На диаграммах (см. рис. 19) показаны некоторые детали изменения состава пород серий. Обращает на себя внимание, что породы начальных этапов обогащены фемическими компонентами (Ca, Mg, Fe), количество которых затем убывает по мере нарастания Si и Al. На средних стадиях формирования серий отмечается определенное увеличение содержания щелочей, которое несколько снижается к концу интрузивной деятельности. Содержание Al также возрастает в средних членах серий; эта тенденция сохраняется и в конечных членах серий.

Рассмотренные особенности химического состава щелочных ультраосновных серий показывают, что в целом они имеют много общего. Небольшие отличия между составами пород серий сводятся к следующему.

Таблица 6. Химический состав (в вес. %) и содержание микроэлементов (в г/т) главнейших видов пород щелочной ультраосновной серии Восточно-Саянской провинции

Компоненты	Пироксенит		Мельтейгит		Йолит	
	1 (8-16)	2 (8-37)	3 (559/7)	4 (8-5) *	5 (7-23)	6 (7-28)
SiO_2	33,99	36,46	41,68	40,36	39,74	40,40
TiO	7,43	9,42	1,50	4,54	2,27	1,83
Al_2O_3	7,00	4,96	10,81	10,02	20,54	23,82
Fe_2O_3	10,28	9,86	6,61	Не опр.	7,30	3,89
FeO	6,07	5,05	7,50	12,05	1,51	1,96
MnO	0,23	0,14	0,29	0,16	0,16	0,13
MgO	10,45	9,84	6,48	5,36	1,36	2,05
CaO	18,55	20,08	15,71	13,39	12,54	9,06
Na_2O	0,30	0,35	5,05	Не опр.	9,18	11,20
K_2O	1,09	0,09	2,08	1,82	3,61	4,70
H_2O^+	0,15	0,20	0,04	Не опр.	0,20	0,6
H_2O^-			0,65			
P_2O_5	5,08	3,18	0,69	1,13	0,09	0,24
F	Не опр.		0,00	Не опр.	0,03	0,10
Cl	0,03	0,03	Не опр.	0,03	Не опр.	
S	0,05	0,08	0,06	0,53	Сл.	Сл.
CO_2	Не опр.		1,33	Не опр.	0,97	1,00
Сумма	100,70	99,74	100,48		99,50	100,44
Ni	50	10	50	Не опр.	Не опр.	
Co	50	80	30	"	"	
V	58	59	300	288	280	268
Cr	276	84	100	12	15	10
Nb	9	16	30	51	66	60
Zr	269	252	133[2]*	769	763	792
TR	10	70	30	Не опр.	Не опр.	
Sr	966	659	500	1385	1519	1228
Ba	520	597	358[2]*	458	650	342

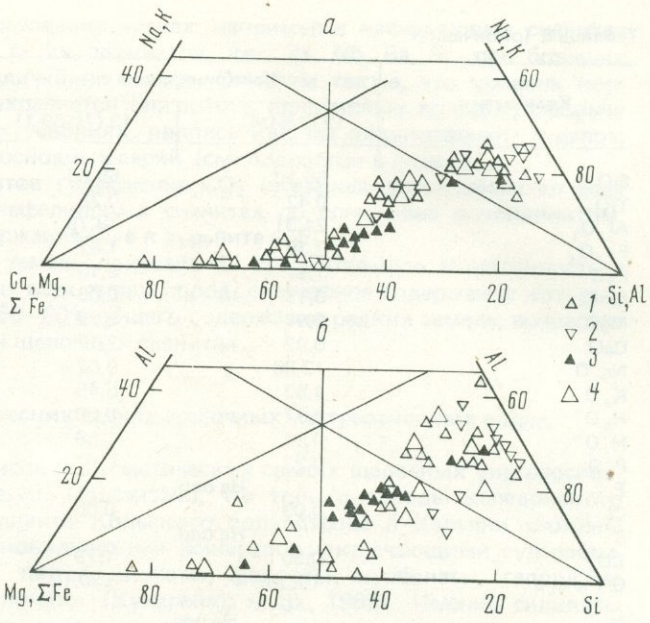


Рис. 19. Диаграмма соотношений: *а* — **(Na + K):(Ca + Mg + ∑Fe):(Si + Al); *б* — Al:Mg + ∑Fe:Si (в атом. колич.) в породах щелочных ультраосновных серий**

1 — серия оливинит, ультраосновных фоидолиты с карбонатитами (Маймеча-Котуйская, Кольско-Карельская провинция), *2* — серия пироксенит, ультраосновные фоидолиты, фельдшпатоидный и щелочной сиениты, карбонатиты (Восточно-Саянская провинция), *3* — серия щелочной пикрит, мелилитит, ультраосновные фоидиты с карбонатитами (Маймеча-Котуйская, Восточно-Африканская провинция), *4* — средние данные

Уртит	Малиньит		Нефелиновый сиенит	
7 (559-2) *	8 (8-39)	9 (8-28)	10 (7-204)	11 (7/88-12) *
43,57	51,00	53,61	54,54	55,12
0,30	0,74	0,34	0,28	0,46
28,74	22,72	21,99	21,11	20,08
Не опр.	2,76	2,69	3,40	Не опр.
4,73	1,73	1,84	1,60	7,12
0,57	0,15	0,14	0,10	0,10
2,75	0,43	0,89	0,07	0,32
5,97	1,92	0,10	0,95	1,33
Не опр.	0,56	10,72	11,41	Не опр.
4,42	6,98	6,95	5,35	4,86
	0,13	0,08	0,13	Не опр.
Не опр.	0,93	0,89	1,32	"
0,44	0,08	0,03	0,00	0,19
Не опр.	Не опр.		Не опр.	Не опр.
0,04	0,07	0,06	0,05	"
0,05	Не опр.		0,06	0,06
1,08	0,30	0,13	0,26	Не опр.
	100,50	100,46	100,63	"
Не опр.	10		Не опр.	
"	10		"	
89	300		58	55
2	10		20	2
27	300		115	108
134	700		1130	1060
Не опр.	70		5	Не опр.
570	500		207	320
205	500		184	254

Таблица 6 (окончание)

Компоненты	Канкринитовый сиенит		Щелочной сиенит	
	12 (7-54/4)	13 (7/139-1)	14 (7/102-10)	15 (7-195) *
SiO_2	55,20	55,65	61,55	58,35
TiO_2	0,42	0,28	0,11	0,58
Al_2O_3	21,31	18,79	18,41	19,54
Fe_2O_3	2,39	1,82	0,14	Не опр.
FeO	1,57	2,16	1,58	4,54
MnO	0,15	0,05	0,08	0,05
MgO	0,07	0,23	0,11	0,65
CaO	0,92	2,17	2,47	3,99
Na_2O	12,26	9,02	4,98	Не опр.
K_2O	4,62	6,45	9,09	6,05
H_2O^-	0,17	0,00	0,00	Не опр.
H_2O^+	0,91	1,58	0,39	
P_2O_5	0,23	0,07	0,51	0,22
F	Не опр.		0,19	Не опр.
Cl	0,09	0,06	0,05	0,03
S	Не опр.		0,03	0,99
CO_2	0,50	1,79	0,87	Не опр.
Сумма	100,81	100,12	100,56	
Ni	Не опр.		Не опр.	
Co	"		"	
V	80		59	57
Cr	5		2,5	2,5
Nb	500		271	128
Zr	2000		1492	808
TR	5		Не опр.	
Sr	200		431	733
Ba	500		2981	3101

* Анализы, полученные рентгенофлюоресцентным методом, выполнены под руководством В.П.Дикова.

Примечание. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР; аналитики: И.В. Басалаева, Е.Л. Бородина, В.В. Данилова, С.И. Гундиенкова, Т.П. Макарова, Е.М.Нактинас.

1. Породы вулканической серии, формирующиеся в наземных условиях, имеют заметно более ограниченные вариации составов и попадают главным образом в группу ультраосновных пород. На диаграмме (см. рис. 18) обращает на себя внимание, что точки эффузивных пород располагаются несколько выше интрузивных, т.е. обогащены компонентом Q;

2. В составе пород интрузивных щелочных ультраосновных серий наиболее заметны различия среди малиньитов, фельдшпатоидных и щелочных сиенитов. Для разностей этих пород из мезоабиссальной серии (данные по Восточно-Саянской провинции) отмечаются более высокие содержания щелочей, некоторая обогащенность Si и Al по сравнению с однотипными породами из гипабиссальной серии, представленной оливинитами, мелилитолитами, ультраосновными фоидолитами с карбонатитами (данные по Маймеча-Котуйской, Кольско-Карельской провинциям);

3. Некоторые пары пород (пироксенит – кугдит, турьяит – ийолит), существенно различающиеся по минеральному составу, близки по химическому составу и не имеют статистически значимых различий в химическом составе главных породообразующих компонентов, как было показано ранее (Кононова и др., 1982). Химический состав кугдита отличается значимо от пироксенита только повышенным содержанием Cr и пониженным – P, а ийолит по сравнению с турьяитом значимо отличается более низкими концентрациями F, Sr, V и высокими – Zr.

4. Содержания элементов группы железа, редких щелочей и ряда других элементов-примесей заметно различаются в породах, представляющих крайние члены серий. Вместе

с тем в близких по времени образования членах, например в нефелиновых сиенитах и ийолитах, средние содержания таких элементов, как Zr, Nb, Ba, Sr, при больших вариациях данных, значимых различий не имеют. Отметим также, что уровень концентраций элементов-примесей сохраняется близким в однотипных породах, сформировавшихся в разных фациальных условиях, являясь как бы индикаторным в целом для всей группы щелочных ультраосновных серий (см. подробнее в главе 7).

5. Из числа летучих компонентов содержание CO_2 оказалось устойчивым во всех проанализированных пробах. В нефелиновых сиенитах по сравнению с оливинитом, кугдитом значимо возрастает содержание Cl, а в турьяите – F.

Расшифровка состава редких земель показала их сравнительную монотонность с преобладанием лантана и церия во всех типах пород, суммарное содержание которых колеблется примерно в пределах 50–80% общего содержания редких земель, возрастая особенно заметно в нефелиновых и щелочных сиенитах.

Состав минералов в магматических сериях щелочных ультраосновных пород

Состав минералов и их парагенезисов в магматических сериях щелочных ультраосновны пород достаточно разнообразен. Подсчитано, что только породы каледонского щелочного ультраосновного комплекса Кольского полуострова и Карелии сложены 200 минеральными видами и разновидностями минералов, включающими сульфиды, окислы, гидроокислы, титанаты, тантало-ниобаты, фосфаты, карбонаты, галоидные соединения, силикаты и алюмосиликаты (Кухаренко и др., 1965). Именно силикаты и алюмосиликаты составляют более половины встреченных в этом комплексе минеральных видов и разновидностей. Однако большинство минералов представляют собою вторичные образования, возникающие при сложных автометасоматических и послемагматических процессах. Число породообразующих минералов главных типов пород серии более ограничено и не превышает 20 видов. Среди них преобладают минералы с высоким содержанием железа, магния, кальция, титана, которые определяют в целом меланократовый состав пород серии. Это оливин, моноклинные пироксены, мелилит, слюды ряда флогопит – биотит, окислы железа и титана, шорломит, меланит, кальцит, доломит. Из фельдшпатоидов типичны нефелин и канкринит. В числе акцессорных минералов обычны перовскит, дизаналит, луешит, пирохлор, гатчеттолит, бадделеит, циркон, апатит, бастнезит, паризит. Подчеркнем, что обычный для всех других щелочных серий щелочной полевой шпат содержится в подчиненных количествах, появляясь лишь в поздних дифференциатах (фельдшпатоидных и щелочных сиенитах), а плагиоклаз вообще отсутствует.

В настоящем исследовании главное внимание уделялось породообразующим минералам, при этом наиболее детально анализировались нефелин, оливин, мелилит, пироксены, слюды и минералы окислов железа и титана. Получены некоторые новые данные по кальциту, доломиту, канкриниту, перовскиту, K-Na полевому шпату. Исследовались преимущественно минералы из полнокристаллических разностей пород; из гипабиссальных порфировых фаций получены данные по оливину из ийолит-порфиров и мельтейгит-порфиров, а также канкриниту из порфировидных канкринитовых сиенитов даек. Для сопоставления привлечены литературные данные по минералам пород эффузивных щелочных ультраосновных серий.

Химические составы минералов охарактеризованы в таблицах (см. табл. 7–13), где помещены только данные автора, которые частично публиковались ранее (Кононова, 1976). Анализы выполнялись в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитики Е.И. Ломейко, Р.Л. Телешова, М.В. Абрамова и др.) и в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе "Cameca" MS-64 под руководством И.П. Лапутиной. Контроль правильности полученных анализов, выполненных разными методами, осуществлен на примере образцов нефелина и пироксена из ийолита Ковдорского массива. Сходимость результатов удовлетворительная. Наиболее характерные особенности состава минералов отражены на диаграммах (см. рис. 20–26), для построения которых, помимо авторских, использованы и литературные данные (Кухаренко и др., 1965; Егоров, 1969; Козырева, Филатова, 1975; Tyler, King, 1967 и др.). Для исследованных минералов выполнены необходимые расчеты формул: для нефелина – по кислородному методу, для пироксенов и оливинов – по катионно-

му. Данные об оптических свойствах минералов и их удельных весах можно найти в более ранних публикациях автора (Кононова, 1976).

В настоящем разделе работы главное внимание уделено закономерностям изменения состава минералов в ходе формирования серий щелочных ультраосновных пород. При этом вначале характеризуются наиболее типичные и распространенные минералы, определяющие состав серий, – нефелин, оливин, моноклинные пироксены, мелилит, слюды, окисные минералы железа и титана, карбонаты, а затем дается краткая характеристика канкринита и щелочного полевого шпата.

Нефелин – один из характерных породообразующих минералов большинства пород рассматриваемых щелочных ультраосновных серий. На ранних этапах их формирования нефелин появляется в парагенезисе с мелилитом и диопсидом в мелилитолитах (нефелиновый уникомпагрит, турьяит) и мелилититах. Основная масса нефелина выделяется в парагенезисе с моноклинным пироксеном (чаще всего диопсидом и салитом) в ультраосновных фоидолитах (якупирангиты – уртиты) и фоидитах (нефелиниты). При этом для нефелинитов и их гипабиссальных аналогов (мельтейгит-порфиров и ийолит-порфиров) характерен парагенезис нефелин + диопсид + оливин. Появляется нефелин и в парагенезисе со щелочным полевым шпатом, иногда канкринитом на заключительных стадиях формирования щелочных ультраосновных серий в нефелиновых и нефелин-канкринитовых сиенитах.

В последние годы убедительно показано непостоянство состава нефелина в вулканических и плутонических породах и установлены некоторые закономерности его изменения в зависимости от таких факторов, как сопутствующий минеральный парагенезис (бесполевошпатовый или полевошпатовый), эволюция щелочной магмы в процессе становления интрузива, состав исходной магмы. Так, Н.С. Самсоновой (1973) установлена зависимость состава нефелина от сопутствующего парагенезиса минералов; 77% исследованных ею нефелинов в парагенезисе с полевым шпатом содержали $> 4\%$ кварцевой составляющей, а 78% нефелинов из бесполевошпатовых пород $< 4\%$. Для последних характерно также повышенное содержание кальция, натрия и калия.

Нами наиболее детально исследовались нефелины из семейства ультраосновных фоидолитов – якупирангит-уртитов (Кононова, 1976). Однако в последние годы получено несколько новых анализов для нефелина из нефелинового и щелочного (с реликтами нефелина) сиенитов массивов Кугда и Одихинча Маймеча-Котуйского региона (табл. 7, ан. 8–10). В составе нефелинов (см. табл. 7), помимо главных компонентов (кремния, алюминия, калия и натрия), в ряде анализов отмечены в небольших количествах окисное и закисное железо, кальций, титан, марганец, магний, CO_2, P_2O_5, H_2O. Присутствие части этих второстепенных компонентов (марганец, магний, закисное железо), скорее всего, обусловлено мельчайшими включениями пироксена. Присутствие воды, обнаруженное в некоторых образцах в количестве до 1%, по-видимому, вызвано частичным изменением нефелина (канкринитизация, натролитизация, либенеритизация). Из второстепенных компонентов интерес представляют окисное железо и кальций, природа которых долгое время оставалась неясной. Однако в последние годы с помощью электронного зондирования доказано, что они входят в состав нефелина. Об этом свидетельствует, в частности, равномерный характер распределения кальция и железа в нефелинах. Содержание окиси кальция нуждалось в коррективах, так как мельчайшие вростки кальцита и апатита в нефелине отразились на результатах химического анализа. Для большинства образцов были сделаны определения CO_2 и P_2O_5, что позволило рассчитать долю CaO, приходящуюся на примеси, и внести соответствующую поправку в результат анализа. Полученное путем расчета содержание окиси кальция в нефелине показано в табл. 7 и использовано во всех расчетах.

Для нефелинов пород щелочной ультраосновной серии характерны повышенные содержания нефелиновой составляющей и низкие – анортитовой составляющей и избыточного кварца. Несколько анализов с повышенными значениями кварцевой составляющей (около 6–8%) принадлежит щелочным сиенитам (см. табл. 7, ан. 8,9) и гипабиссальным разностям – мельтейгит-порфирам, ийолит-порфирам (см. табл. 7, ан. 2–4,23). Содержание редких щелочей в нефелинах из рассматриваемой серии пород низкое (Li 0,008, Rb 0,004–0,009%, Cs менее тысячных долей процента).

Состав нефелинов изменяется в процессе формирования пород серии, что наиболее детально исследовалось на примере Ковдорского массива. При значительных вариациях состава нефелина была установлена некоторая общая тенденция: от ранних интрузивных

Таблица 7. Химический состав (в вес.%) нефелинов из пород щелочных ультраосновных серий

Компоненты	Нефелиновый ункомпагрит	Оливиновый мельтейгит-порфир		Оливиновый ийолит-порфир	Мельтейгит		Уртит	Щелочной сиенит с нефелином	
	1 (70/168)	2 (70/229)	3 (70-228)	4 (70-165)	5 (70-153)	6 (70-25)	7 (70-310)	8 (70-158)	9
SiO_2	42,10	43,70	43,80	43,50	43,70	43,00	41,46	44,21	43,44
TiO_2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,15	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Al_2O_3	32,81	33,20	33,30	32,40	32,30	33,10	34,10	33,11	33,30
Fe_2O_3	3,02	1,20	0,60	0,80	3,15	1,50	1,01	1,58	1,46
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00	0,00
MgO	"	"	"	"	"	"	0,00	Не опр.	Не опр.
CaO	0,32	0,09	0,19	0,08	0,04	0,00	0,30	0,10	0,13
Na_2O	15,92	14,50	14,80	15,80	15,30	16,10	16,41	14,98	15,31
K_2O	6,87	8,80	7,70	6,30	7,00	6,40	6,83	5,34	5,57
H_2O^-	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,00	Не опр.	Не опр.
H_2O^+	"	"	"	"	"	"	0,00	"	"
CO_2	"	"	"	"	"	"	0,08	"	"
Сумма	101,04	101,49	100,39	99,03	101,49	100,10	100,21	99,32	99,21
				Формульные коэффициенты					
Si	8,16	8,38	8,41	8,45	8,37	8,30	8,06	8,48	8,35
Ti	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,02	Не опр.	0,00	Сл.	0,00	0,00
Al	7,50	7,48	7,52	7,40	7,26	7,52	7,82	7,50	7,56
Fe^{3+}	0,44	0,16	0,09	0,12	0,45	0,21	0,13	0,23	0,28
Fe^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,06	0,02	0,05	0,02	Сл.	0,00	0,03	0,02	0,03
Na	5,96	5,39	5,51	5,95	5,68	6,03	6,18	5,57	5,70
K	1,69	2,14	1,89	1,56	1,70	1,57	1,68	1,29	1,35
Сумма	23,81	23,57	23,47	23,52	23,46	23,63	23,90	23,09	23,27
Ne	73,5	66,1	68,1	73,4	71,0	75,1	75,6	72,2	73,1
Ks	23,0	29,1	26,0	21,4	23,6	21,8	23,0	18,6	19,4
An	1,4	0,6	1,1	0,6	0,3	0,0	0,9	0,6	0,8
Q	2,1	4,2	4,8	4,6	5,1	3,1	0,5	8,6	6,6

Примечание. Ан. 7,11–21, 24, 27, 28 выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР; аналитики: Е.И. Ломейко, Р.Л. Телешова, М.В. Абрамова. Ан. 1–6, 8–10, 22, 25, 26 выполнены в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР И.П. Лапутиной на микроанализаторе MS-46 "Cameca".

В расчетах составов нефелинов учитывалось содержание окиси кальция после исключения примеси кальцита, вычисленного по содержанию присутствующей углекислоты либо путем подсчета в шлифах. Содержание CaO после внесения поправки соответственно (в %): ан. 7 — 0,18, ан. 11 — 0,70, ан. 13 — 0,21, ан. 14 — 0,06 ан. 15 — 1,45, ан. 24 — 0,24, ан. 27 — 0,04, ан. 17, 19, 20, 21 — 0,00. ан. 1–10 из пород Маймеча-Котуйской провинции массивов Кугда, Одихинча, Сона; ан.11 — 27из пород Кольско-Карельской провинции, массивов Ковдорского (ан. 11–23), Турьего Мыса (ан. 24–26), Салмогорского (ан. 27); ан. 28 — из пород Восточно-Саянской провинции, массив Нижнесаянский.

Таблица 7 (продолжение)

Компоненты	Нефелиновый сиенит	Пегматоидный ийолит					Мельтейгит	Ийолит	
	10 (70-33)	11 (1-423)	12 (2-894)	13 (1-441/9)	14 (2-923/1)	15 (399/7)	16 (418/6)	17 (418/11)	18 (1-544)
SiO_2	42,20	40,86	41,72	41,62	40,95	40,25	41,70	41,12	41,97
TiO_2	Не опр.	0,00	Сл.	0,00	Сл.	0,02	0,08	0,06	0,00
Al_2O_3	33,70	34,12	34,44	34,54	33,71	33,47	33,66	33,81	33,73
Fe_2O_3	1,49	0,45	0,46	0,57	0,84	0,52	0,73	0,99	1,07
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,30	0,00	0,00
MnO	Не опр.	0,00	Сл.	0,00	Сл.	Сл.	0,00	0,00	0,00
MgO	"	0,10	0,00	0,03	0,06	0,28	0,00	0,09	0,30
CaO	0,11	1,58	0,77	0,46	0,65	2,45	0,26	0,59	0,00
Na_2O	15,88	17,18	16,68	16,62	17,13	16,56	16,60	16,26	15,67
K_2O	6,41	4,84	5,24	5,71	5,86	5,38	6,16	6,44	6,70
H_2O^-	Не опр.	0,04	0,00	0,08	0,04	0,00	0,08	0,00	0,00
H_2O^+	"	0,70	0,98	0,32	0,26	0,61	0,37	0,09	0,80
CO_2	"	0,68	0,00	0,18	0,47	0,80	0,00	0,50	0,00
Сумма	99,79	100,55	100,29	100,13	99,97	100,40	99,94	99,95	100,24
				Формульные коэффициенты					
Si	8,19	8,02	8,08	8,08	8,05	7,99	8,12	8,07	8,18
Ti	Не опр.	0,00	Сл.	0,00	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,00
Al	7,69	7,88	7,86	7,89	7,81	7,82	7,72	7,82	7,75
Fe^{3+}	0,21	0,07	0,07	0,09	0,13	0,07	0,14	0,14	0,16
Fe^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Сл.	Сл.	0,00	0,00
Ca	0,02	0,17	0,16	0,04	0,01	0,31	0,05	0,00	0,00
Na	5,96	6,52	6,26	6,25	6,52	6,37	6,27	6,19	5,92
K	1,58	1,21	1,29	1,42	1,47	1,36	1,53	1,62	1,66
Сумма	23,65	23,87	23,72	23,77	23,99	23,92	23,83	23,84	23,67
Ne	74,3	79,5	77,2	77,8	79,6	80,2	76,8	76,4	73,8
Ks	21,9	16,4	17,8	19,6	20,0	19,0	20,9	22,2	23,0
An	0,6	4,1	3,9	0,9	0,2	0,8	1,3	0,0	0,0
Q	3,2	0,0	1,1	1,7	0,2	0,0	1,0	1,4	3,2

Таблица 7 (окончание)

Компоненты	Уртит	Ийолит	Полевошпатовый ийолит		Порфировидный ийолит	Ийолит	Оливиновый мельтейгит-порфир		Уртит	Ийолит
	19 (1-269)	20 (428/1)	21 (5-707)	22	23 (5-720)	24 (5-137)	25 (5-118)	26 (5-119)	27 (5-56)	28 (599/3)
SiO_2	41,38	42,12	44,05	43,20	43,70	41,55	42,80	42,00	41,28	42,80
TiO_2	0,00	0,05	0,04	0,00	Не опр.	0,08	Сл.	0,07	Сл.	0,00
Al_2O_3	34,11	33,42	30,98	33,20	33,00	33,96	34,20	33,50	33,67	31,56
Fe_2O_3	0,90	1,26	0,95	0,80	0,90	1,06	0,97	1,20	0,88	1,56
FeO	0,00	0,07	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	Не опр.	Сл.	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00
MgO	0,00	0,04	0,58	0,00	"	0,00	"	"	0,00	0,00
CaO	0,22	0,13	0,34	0,14	0,35	0,66	0,17	0,20	0,24	1,00
Na_2O	15,70	15,93	17,98	16,90	16,80	15,84	17,30	17,70	15,95	15,61
K_2O	6,84	6,91	5,06	5,60	5,50	5,96	5,10	5,60	7,44	6,37
H_2O^-	0,14	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	0,00	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00
H_2O^+	0,38	0,00	0,00	"	"	0,20	"	"	0,00	0,56
CO_2	0,19	0,32	0,34	"	"	0,32	"	"	0,17	Не опр.
Сумма	99,86	100,25	100,51	99,84	100,25	99,63	100,54	100,27	100,01	99,46
					Формульные коэффициенты					
Si	8,09	8,23	8,57	8,32	8,38	8,13	8,19	8,12	8,07	8,38
Ti	0,00	Сл.	Сл.	0,00	Не опр.	Сл,	Сл.	Сл.	Сл.	0,00
Al	7,86	7,65	7,10	7,53	7,45	7,82	7,70	7,64	7,75	7,28
Fe^{3+}	0,14	0,18	0,14	0,12	0,14	0,16	0,14	0,16	0,12	0,23
Fe^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,05	0,03	0,05	0,01	0,21
Na	5,94	5,98	6,76	6,32	6,23	5,99	6,41	6,63	6,03	5,92
K	1,71	1,71	1,26	1,37	1,34	1,50	1,24	1,37	1,85	1,60
Сумма	23,74	23,75	23,83	23,69	23,61	23,65	23,71	23,97	23,90	23,62
Ne	74,0	74,0	80,7	77,6	76,9	75,1	79,6	80,2	73,6	71,4
Ks	23,7	23,4	16,5	18,6	18,3	20,8	17,1	18,5	25,3	21,3
An	0,0	0,0	0,0	0,8	1,7	1,3	0,8	1,1	0,4	5,0
Q	2,3	2,6	2,8	3,0	3,1	2,8	2,5	0,2	0,7	2,3

Таблица 8. Химический состав (в вес. %) оливинов из пород щелочных ультраосновных серий

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	41,11	40,04	40,80	40,80	38,76	39,20	39,80	40,30
TiO_2	Не обн.	0,00	0,08	0,09	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Сл.
Al_2O_3	"	Не опр.	Не обн.	Не обн.	"	0,09	0,05	Не обн.
FeO	7,58	13,95	13,80	14,30	15,38	20,70	7,40	11,90
MnO	0,19	0,36	0,20	0,20	0,31	0,30	0,14	0,18
MgO	50,27	45,98	45,50	44,90	43,66	40,20	51,20	47,10
CaO	0,43	0,95	0,50	0,50	0,78	0,50	0,30	0,40
Сумма	99,75*	101,28	100,88	100,79	99,04*	101,02*	98,92*	99,91*
			Формульные коэффициенты					
Si	1,002	0,991	1,010	1,013	0,990	1,000	0,980	0,999
Fe^{2+}	0,155	0,289	0,285	0,297	0,328	0,442	0,152	0,247
Mn	0,004	0,007	0,004	0,004	0,006	0,006	0,003	0,004
Mg	1,824	1,696	1,677	1,660	1,663	1,531	1,877	1,739
Ca	0,012	0,025	0,013	0,013	0,021	0,014	0,007	0,010
Сумма	2,997	3,008	2,989	2,987	3,008	2,993	3,019	2,999
Fo (в мол. %)	92	86	85	85	83	77	92	87

*Анализы включают дополнительно (в вес. %): NiO = 0,17 (ан. 1); NiO = 0,15 (ан. 5); Na_2O = 0,03 (ан. 6); Na_2O = 0,03 (ан. 7); Na_2O = 0,03 (ан. 8).

Примечание. Ан. 1, 2 — из пород массива Кугда: 1 — из оливинита (обр. 70-223), 2 — из оливинового ункомпагрита (обр. 70-204); ан. 3–6 из пород массива Сона: 3–4 из оливинового мельтейгит-порфира (обр. 70-228), 3 — ядро зерна, 4 — край того же зерна, 5 — из оливинового мельтейгит-порфира (обр. 70-229), 6 — из оливинового ийолит-порфира (обр. 70-165); ан. 7, 8 — из оливинового ийолит-порфира Турьего Мыса (обр. 5-118): 7 — ядро зерна, 8 — край того же зерна.

фаз к поздним в нефелинах заметно убывает роль анортитового компонента, а доля избыточного кварца возрастает (см. табл. 7, ан. 11–23). Так, в нефелинах из пегматоидных ийолитов, секущих оливиниты центральной части массива (многочисленные определения K-Ar возраста указывают на их наиболее раннее возникновение среди щелочных пород), содержание анортитовой составляющей достигает 4%, а кварцевой – 1,7%. В то же время в наиболее молодых разностях – полевошпатовых ийолитах и порфировидных ийолитах (см. табл. 7, ан. 21–23) – содержание анортитовой составляющей не превышает 1,7%, а кварцевая составляющая колеблется в пределах 2,6–3,0%. Нефелины, возникшие в ходе процессов нефелинизации, характеризуются высокими значениями кальсилитовой составляющей и отсутствием анортитового компонента (см. табл. 7, ан. 17, 19). Следует отметить, что в ходе формирования щелочных пород Ковдорского массива в целом более натриевые ийолиты и мельтейгиты сменялись более калиевыми кремневокислыми породами – нефелиновыми канкринитовыми сиенитами. Сопряженное изменение химизма пород и состава твердого раствора нефелина, который становится более кремнекислым в поздних полевошпатовых ийолитах и уртитах, дает основание связывать это явление с эволюцией щелочного расплава в ходе формирования серии щелочных ультраосновных пород Ковдорского массива.

Ковдорские нефелины не являются исключением. В публикации по нефелинам из ийолитов щелочного ультраосновного комплекса Сибрук (Канада) отмечалось колебание их составов в следующих пределах: $Ne_{73,8-74,9}$ $Ks_{22,9-24,8}$ $An_{0,14-0,5}$ $Q_{0,7-2,4}$ (Mitchell, 1972). Среди исследованных нефелинов массивов Кугда и Одихинча (см. табл. 7, ан. 1–10) также отмечаются колебания состава, причем наибольшее содержание анортитовой и низкое содержание кварцевой составляющих характерно для нефелина из нефелинового ункомпагрита, т.е. для наиболее ранних проявлений нефелина в породах интрузивных щелочных ультраосновных серий.

О л и в и н является главным породообразующим минералом в ультраосновных породах ранних интрузивных фаз рассматриваемых магматических серий – оливинитах, оливиновых пироксенитах, оливиновых ункомпагритах. Встречается он в виде вкрапленников в гипабиссальной разновидности пород – оливиновых мельтейгит-порфирах и оливиновых ийолит-порфирах. Кроме того, оливин – главный породообразующий минерал форстерит-магнетит-апатитовых пород и их кальцитсодержащих разновидностей. Во всех перечисленных породах оливин представлен магнезиальной разновидностью ряда форстерит – фаялит (табл. 8). При этом намечаются некоторые тенденции вариаций состава в зависимости от типа породы и парагенезиса сопровождающих минералов. На рис. 20 приведены данные по содержанию форстеритовой составляющей и окиси кальция в четырех разновидностях оливинов: из оливинитов и оливиновых ункомпагритов (1), оливиновых мельтейгит- и ийолит-порфиров (2), апатит-форстеритовых пород (3) и меймечитов (4) Маймеча-Котуйской и Кольско-Карельской провинций. Наиболее магнезиальные разности (Fo_{96-91}) характерны для ковдорских апатит-форстерит-магнетитовых пород и их разновидностей (Кухаренко и др., 1965). Для оливинитов наиболее характерны оливины с содержанием форстеритовой молекулы, колеблющимся в пределах Fo_{92-86}. В оливиновых мельтейгит-порфирах оливин более железистый, в среднем Fo_{85}. (см. табл. 8, ан. 3–5, 6,8). При этом в некоторых вкрапленниках устанавливается зональность: ядро магнезиальное (Fo_{92}) (по составу аналогично оливинам из оливинитов и меймечитов), кайма железистая (Fo_{87}). Наиболее железистая разновидность оливина (Fo_{77}) обнаружена в оливиновом ийолит-порфире (см. табл. 8, ан. 6). Оливин в оливиновых мельтейгит-порфирах и ийолит-порфирах неустойчив и, как правило, окружен реакционными каймами диопсида, магнетита, биотита. В некоторых образцах оливина при анализе на микроанализаторе обнаружена изоморфная примесь окиси никеля (0,15–0,17%) и окиси натрия (0,03%).

В вулканической фации ультраосновных пород рассматриваемой серии – меймечитах Маймеча-Котуйской провинции – состав оливина отвечает Fo_{94-82}, причем преобладает более магнезиальный член ряда Fo_{94-86}, т.е. составы оливинов из меймечитов и оливинитов близки. Характерно, что и содержания ряда второстепенных компонентов, в том числе кальция, в оливинах из меймечитов и оливинах из оливинитов, оливиновых ункомпагритов, мельтейгит-порфиров и ийолит-порфиров весьма близки. Естественно, напрашивается вывод о генетическом родстве серии оливинит (меймечит) – оливиновый ункомпагрит – оливиновый мельтейгит-порфир. Небольшие различия в содержаниях марганца и никеля между оливинами меймечитов и нефелинитов

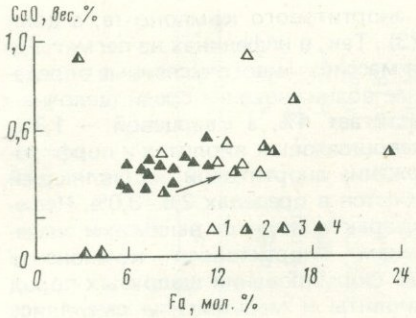


Рис. 20. Содержание фаялитовой составляющей и окиси кальция в оливинах из следующих пород щелочной ультраосновной серии

1 — оливинит, оливиновый уникомпагрит, *2* — оливиновый мельтейгит-порфир, оливиновый ийолит-порфир, *3* — апатит-форстерит-магнетитовая порода, *4* — меймечит (данные табл. 12 и по Кухаренко и др., 1965; Ланда и др., 1978). Стрелкой соединены данные по зональному зерну оливина

являются естественным следствием эволюции расплава в процессе его кристаллизации, которую можно наблюдать и на примере зональных кристаллов (см. табл. 8, ан. 3, 4, 7, 8).

Моноклинный пироксен является ведущим породообразующим минералом большей части пород, составляющих щелочную ультраосновную серию, слагая до 80—90% объема щелочных пикритов, пироксенитов и меланократовых разностей ультраосновных фоидолитов (якупирангит, мельтейгит). В заметных количествах пироксен присутствует и во всех других разностях пород, составляющих щелочную ультраосновную серию, как интрузивных, так и вулканических. Для характеристики его особенностей использовано 34 оригинальных анализа (табл. 9), выполненных преимущественно для пироксенов мельтейгитов, ийолитов, уртитов, а также нефелиновых и щелочных сиенитов, уникомпагритов Маймеча-Котуйской (массивы Кугда, Сона, Одихинча), Кольско-Карельской (Ковдор, Турий Мыс, Салмогорский) и Восточно-Саянской (Нижнесаянский) провинций. Кроме того, привлечены литературные анализы пироксенов из пироксенитов, карбонатитов и кальцит-амфибол-диопсидовых пород Кольско-Карельской провинции (Кухаренко, и др., 1965; Самойлов, 1977), пироксенитов Жидойского массива (Конев, 1970) и субвулканической щелочной ультраосновной серии Восточной Уганды (Tyler, King, 1967).

Сопоставление составов пироксенов из пород щелочной ультраосновной серии выполнено с помощью диаграмм Mg—Ca—ΣFe + Mn (Дир и др..., 1966) и $Ca + Mg - Na + Fe^{+3} - Ca + Fe^{+2}$ (рис. 21, 22).

Анализ диаграмм и химических анализов позволяет отметить следующие характерные особенности пироксенов пород рассматриваемой серии: а) богатство кальцием, большая часть пироксенов относится к ряду диопсид-геденбергит (см. рис. 21); б) постоянное присутствие небольшого количества глинозема, хотя в поле авгита пироксены этой серии обычно не попадают; в) присутствие во всех образцах, хотя и в разных количествах, эгириновой или акмитовой составляющей (см. рис. 22). Наряду с этими общими особенностями пироксены различных пород серии, как и пироксены различных фациальных разновидностей пород, имеют отличительные особенности состава.

Диопсид и салит характерны для пироксенитов, мелилитовых пород значительной части ультраосновных фоидолитов и фоидитов (мельтейгитов, ийолитов, нефелинитов и других пород этих семейств). Это наиболее магнезиальные и кальциевые из исследованных пироксенов, характеризующиеся наименьшим содержанием эгириновой составляющей и глинозема (см. табл. 9, ан. 1, 2 и др.).

Эгирин-диопсид и реже эгирин-геденбергит характерны для ийолитов и мельтейгитов ряда массивов Восточной Уганды, а среди исследованных образцов из Советского Союза — для полевошпатовых ийолитов поздних даек Ковдорского массива и ийолитов массивов Восточно-Саянской провинции. В пироксенах этого типа отмечается снижение содержания кальция, нарастание геденбергитовой и эгириновой составляющих, т.е. увеличение общей железистости минерала.

Эгирины с довольно высоким содержанием кальция встречены в нефелиновом сиените (см. табл. 9, ан. 17); наиболее натровые пироксены отмечены в щелочных и канкринитовых сиенитах и некоторых разностях карбонатитов (см. табл. 9, ан. 15, 16). Сложные составы пироксенов, возможно, обусловлены не только широким изоморфизмом, но и явлениями распада, довольно типичными для диопсидов и авгитов (Nakoyime, Hafner, 1980).

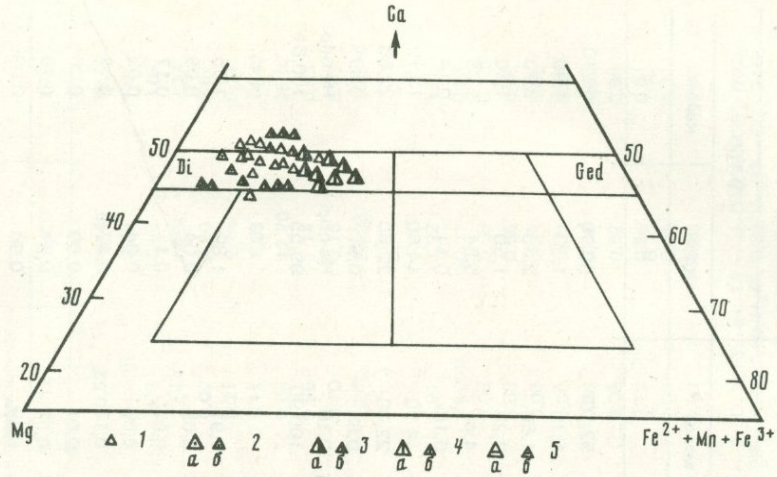


Рис. 21. Соотношение Mg : Ca : ΣFe + Mn в пироксенах из пород щелочной ультраосновной серии
1 — пироксениты, *2* — мелилитовые породы, *3* — породы якупирангит-уртитового ряда, *4* — нефелиновые, канкринитовые, щелочные сиениты, *5* — карбонатиты: *а* — данные по массивам Восточной Уганды (Tyler, King, 1967), *б* — по массивам Советского Союза в соответствии с табл. 13, а также литературными данными (Кухаренко и др., 1965; Конев, 1970; Самойлов, 1977)

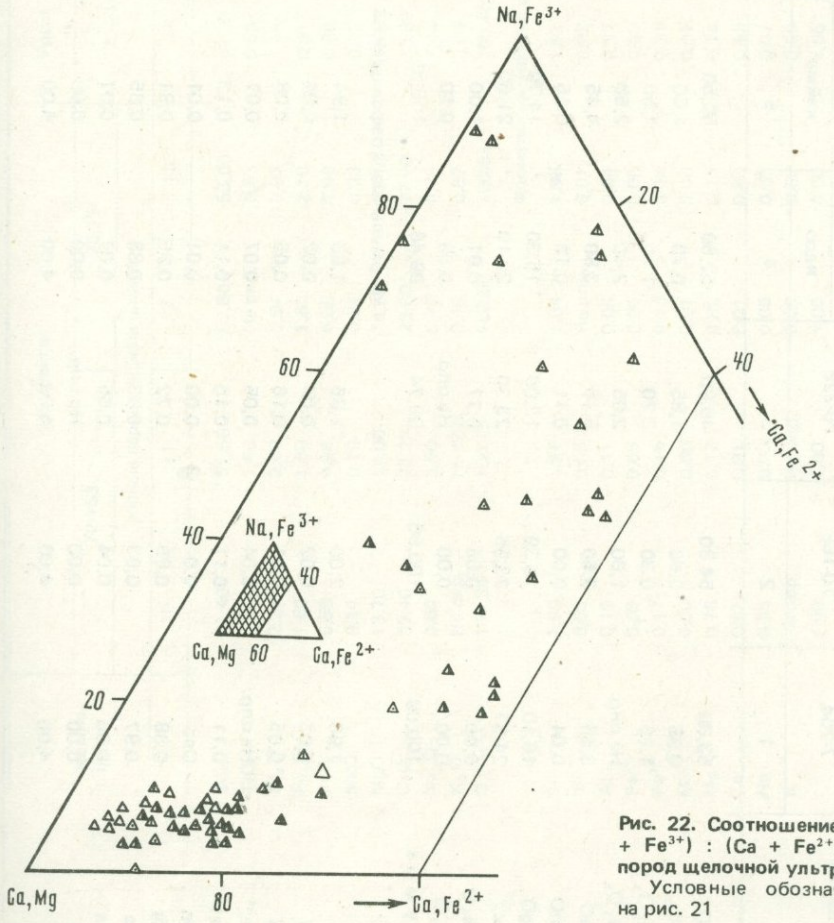


Рис. 22. Соотношение (Ca+ Mg) : (Na + + Fe^{3+}) : (Ca + Fe^{2+}) в пироксенах из пород щелочной ультраосновной серии.
Условные обозначения те же, что на рис. 21

Таблица 9. Химический состав (в вес. %) пироксенов из пород щелочной ультраосновной серии

Компоненты	Оливиновый ункомпагрит	Нефелиновый ункомпагрит		Оливиновый мельтейгит-порфир				Оливиновый йолит-порфир	
	7-204	70-168	70-228	70-229				70-165	
				ядро	кайма	основная масса		ядро	кайма
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	53,69	54,80	49,80	52,50	52,50	52,50	52,10	50,70	49,70
TiO_2	0,98	0,60	1,85	0,70	1,60	0,70	1,70	1,30	1,90
Al_2O_3	1,15	0,30	3,70	1,50	1,80	1,30	1,60	2,60	3,90
Fe_2O_3	Не опр.	1,60	2,05	2,40	2,50	2,40	2,20	1,50	1,80
FeO	3,56	3,60	5,16	3,80	4,45	3,72	4,41	5,54	5,98
MnO	0,04	0,00	0,11	0,18	0,16	0,16	0,18	0,14	0,14
MgO	16,10	15,39	13,00	15,30	14,70	15,50	14,90	14,60	13,70
CaO	24,57	23,56	23,30	22,10	21,50	23,20	22,80	22,60	22,80
Na_2O	0,00	0,65	0,77	0,91	1,00	0,89	0,85	0,57	0,69
K_2O	0,00	0,00	Не опр.	0,09	0,10	0,07	0,16	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,09	100,50	99,74	99,48	100,31	100,44	100,90	99,55	100,61
				Формульные коэффициенты					
Si	1,96	2,00	1,86	1,93	1,94	1,92	1,91	1,89	1,85
Ti	0,03	0,02	0,07	0,02	0,04	0,02	0,05	0,04	0,05
Al	0,05	0,01	0,16	0,06	0,08	0,06	0,07	0,11	0,17
Fe^{3+}	Не опр.	0,04	0,05	0,07	0,07	0,07	0,06	0,04	0,05
Fe^{2+}	0,11	0,11	0,16	0,11	0,13	0,10	0,13	0,17	0,17
Mn	Сл.	0,0	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,88	0,85	0,72	0,85	0,81	0,85	0,81	0,81	0,76
Ca	0,97	0,93	0,93	0,88	0,85	0,91	0,89	0,90	0,90
Na	0,00	0,04	0,05	0,07	0,07	0,07	0,06	0,04	0,05
K	0,00	0,00	Не опр.	0,00	0,00	0,00	0,01	Не опр.	Не опр.
	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Таблица 9 (продолжение)

Компоненты	Мельтейгит				Уртит	Щелочной сиенит		Нефелиновый сиенит	Пегматоидный йолит
	70-153		70-25		70-310	70-158		70-33	399/7
	разные зерна в одном шлифе					разные зерна в одном шлифе			
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	51,40	51,50	52,80	53,00	52,02	51,44	50,52	48,49	49,97
TiO_2	1,80	1,60	Не опр.	0,53	0,59	Не опр.	Не опр.	0,42	1,08
Al_2O_3	2,20	2,60	0,94	0,92	1,56	1,19	1,38	1,68	3,05
Fe_2O_3	1,60	1,60	1,85	2,10	0,91	23,78	22,44	18,30	2,77
FeO	5,50	4,95	6,55	7,90	6,68	0,00	0,00	8,60	2,67
MnO	0,14	0,10	0,21	0,23	0,22	0,19	0,21	0,75	0,12
MgO	13,70	14,00	14,50	13,10	13,58	4,31	5,11	1,08	14,42
CaO	23,40	23,20	23,00	22,00	23,62	7,23	9,68	12,20	25,02
Na_2O	0,60	0,60	0,73	0,79	1,04	11,05	9,96	7,14	0,63
K_2O	Не опр.	Не опр.	0,10	0,07	0,04	Не опр.	0,10	0,16	0,07
Сумма	100,34	100,15	100,68	100,64	100,40*	99,19	99,40	98,95*	100,18*
	Формульные коэффициенты								
Si	1,90	1,91	1,94	1,98	1,92	1,94	1,91	1,92	1,88
Ti	0,05	0,05	Не опр.	0,01	0,02	Не опр.	Не опр.	0,01	0,03
Al	0,10	0,11	0,04	0,04	0,07	0,05	0,06	0,08	0,13
Fe^{3+}	0,05	0,05	0,05	0,06	0,03	0,68	0,63	0,55	0,08
Fe^{2+}	0,17	0,15	0,20	0,24	0,21	0,00	0,00	0,28	0,08
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
Mg	0,76	0,77	0,80	0,73	0,74	0,24	0,28	0,06	0,80
Ca	0,92	0,91	0,91	0,88	0,93	0,28	0,39	0,52	0,96
Na	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07	0,81	0,73	0,55	0,04
K	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00	0,00	Не опр.	0,00	0,01	0,00
	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

* В сумму анализа входит содержание следующих элементов (в вес. %): ан. 14 — H_2O^+ 0,14; ан. 17 — Cr_2O_3 0,13; ан. 18 — H_2O 0,18, CO_2 0,20; ан. 19 — H_2O^+ 0,08, CO_2 0,16; ан. 20 — H_2O^- 0,10, H_2O^+ 0,17, CO_2 0,27; ан. 22 — H_2O^+ 0,69, CO_2 0,46; ан. 28 — H_2O^- 0,10, H_2O^+ 0,30, ан. 33 — CO_2 0,18; ан. 34 — H_2O^+ 0,39.

Таблица 9 (продолжение)

Компоненты	Мельтейгит	Такситовый ийолит	Массивный ийолит	Полевошпатовый ийолит-порфир					
	418/6	418/11	428/1	5-707			5-720		
				средняя проба	разные зерна		ядро	кайма	основная масса
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO_2	50,53	51,85	52,11	51,06	52,80	51,30	52,70	52,30	52,90
TiO_2	1,14	0,72	0,53	0,70	0,58	0,67	1,00	1,20	1,00
Al_2O_3	1,46	1,43	1,47	1,81	1,20	1,40	2,30	2,70	2,10
Fe_2O_3	3,38	2,48	13,64	11,68	7,70	10,00	2,05	2,45	2,45
FeO	5,40	3,73	4,31	5,41	8,20	7,69	4,35	4,35	4,65
MnO	0,26	0,15	0,27	0,24	0,28	0,31	0,11	0,12	0,14
MgO	12,80	14,44	7,67	6,95	7,20	5,80	12,20	11,90	11,80
CaO	23,61	24,01	14,34	16,10	18,90	18,70	24,30	24,40	23,80
Na_2O	1,09	0,76	5,38	4,96	3,00	3,90	0,77	0,94	0,95
K_2O	0,08	0,07	0,17	0,13	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,99*	100,18*	99,89	100,19*	99,86	99,77	99,78	100,36	99,79
				Формульные коэффициенты					
Si	1,91	1,93	1,97	1,97	2,02	1,97	1,97	1,94	1,97
Ti	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
Al	0,06	0,06	0,07	0,08	0,06	0,07	0,10	0,12	0,09
Fe^{3+}	0,09	0,07	0,39	0,34	0,22	0,29	0,06	0,07	0,07
Fe^{2+}	0,17	0,12	0,14	0,18	0,26	0,25	0,13	0,14	0,15
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,71	0,80	0,43	0,40	0,41	0,33	0,68	0,66	0,66
Ca	0,94	0,94	0,58	0,64	0,78	0,77	0,97	0,97	0,96
Na	0,08	0,05	0,39	0,36	0,22	0,29	0,06	0,07	0,07
K	0,00	0,00	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Таблица 9 (окончание)

Компоненты	Йолит	Оливиновый мельтейгит-порфир				Уртит	Йолит
	5-137	5-118	5-119			5-56	559/3
			ядро	кайма	основная масса		
	28	29	30	31	32	33	34
SiO_2	47,72	50,70	52,40	51,80	52,50	51,72	49,30
TiO_2	2,17	1,40	0,30	1,50	0,50	0,55	0,50
Al_2O_3	4,63	4,10	1,70	2,50	2,20	1,25	2,71
Fe_2O_3	2,99	0,90	0,75	1,40	1,60	2,88	7,20
FeO	4,91	5,60	2,35	5,40	2,90	4,57	9,30
MnO	0,15	0,14	0,12	0,10	0,10	0,16	0,73
MgO	12,87	13,40	18,00	13,50	17,40	14,00	7,80
CaO	23,38	22,70	22,80	22,90	22,80	23,48	18,98
Na_2O	0,91	0,39	0,34	0,56	0,60	1,04	2,20
K_2O	0,10	Не опр.	Не опр	Не опр.	Не опр.	0,06	0,22
Сумма	100,23*	99,33	98,76	99,66	100,60	99,89*	99,33*
			Формульные коэффициенты				
Si	1,79	1,89	1,91	1,93	1,90	1,92	1,90
Ti	0,06	0,04	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01
Al	0,20	0,18	0,07	0,11	0,10	0,06	0,12
Fe^{3+}	0,09	0,03	0,03	0,04	0,04	0,08	0,21
Fe^{2+}	0,15	0,17	0,09	0,17	0,09	0,14	0,30
Mn	0,00	0,00	0,00	Не опр.	0,00	0,00	0,03
Mg	0,72	0,75	0,97	0,75	0,94	0,77	0,45
Ca	0,94	0,91	0,89	0,92	0,88	0,93	0,82
Na	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,08	0,16
K	0,00	Не опр	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00
	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Примечание. Анализы 1—33, 15—17, 23—27, 29—32 выполнены в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР И.П. Лапутиной на микроанализаторе MS-46 "Cameca". Анализы 14, 18—22, 28, 33, 34 выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР; аналитики: Е.И. Ломейко (ан. 14, 18—20, 28, 33), Р.М. Телешова и М.В. Абрамова (ан. 21, 22, 34). Ан. 1—17 — массивы Кугда, Сона, Одихинча Маймеча-Котуйской провинций; ан. 18—33 — массивы Ковдорский (ан. 18—27), Турий Мыс (ан. 28—32), Салмогорский (ан. 33) Кольско-Карельской провинции; ан. 34 — Нижнесаянский массив Восточно-Саянской провинции. В расчетах анализов, выполненных на микроанализаторе, атомное количество окисного железа принималось эквивалентным атомному количеству натрия; остаток железа рассчитывался на закисное железо. В расчетах анализов учитывалось содержание CaO после исключения примеси кальция, вычисленного по содержанию присутствующей углекислоты. Содержание CaO после внесения поправки соответственно (в вес. %): ан. 18 23, 66, ан. 19 23, 35, 23, 66, ан. 22 15, 55, ан. 33 23, 23.

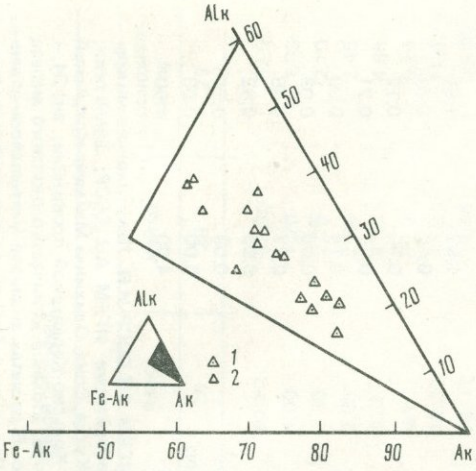


Рис. 23. Соотношение в составе мелилита акерманитовой составляющей (Ak), натриевого мелилита (Alk) и железистого акерманита (Fe–Ak) в мелилитолитах

1 — мелилит из безнефелиновых мелилитолитов (оливиновый ункомпагрит, мелилитовый оливинит, кугдит и др.), *2* — мелилит из нефелинсодержащих мелилитолитов (нефелиновый ункомпагрит, турьяит, окаит, бергалит, нефелинит)

Для порфировидных субвулканических пород характерны пироксены с зональным строением, обусловленным изменением состава минерала в процессе его образования. С помощью микроанализатора изучены пироксены из мельтейгит- и ийолит-порфиров Турьего Мыса (см. табл. 9, ан. 30–32), Малого Ковдорского массива (см. табл. 9, ан. 25–27) и массивов Сона и Кугда (см. табл. 9, ан. 4–7). Ядро и периферия вкрапленников, как и пироксена основной массы, отвечают диопсиду, однако состав последнего закономерно меняется. Ядро вкрапленников (бесцветное) имеет состав наиболее чистого диопсида с максимальным содержанием магния (MgO до 18%, см. табл. 9, ан. 30). К периферии вкрапленников (кайма окрашена в бурые тона) содержание магния закономерно уменьшается, в то же время возрастает количество железа, глинозема, в меньшей степени — щелочей. Зерна основной массы варьируют по составу, обычно отвечая составу периферии вкрапленников.

Таким образом, тенденция возрастания железистости и щелочности пироксенов при переходе пород от ранних фаз к поздним в микромасштабе наблюдается и в отдельных зональных порфирокристаллах, что отмечалось ранее (Кононова, 1976). Процесс обогащения пироксена железом при падении содержания магния и постоянстве или слабом уменьшении роли кальция довольно обычен для интрузивных серий, дифференцированных силлов, центральных частей мощных лавовых потоков и характеризует равновесный (интрателлурический) тренд (Дир и др., 1966; Остроумова и др., 1975).

Составы пироксенов из интрузивных комплексов Советского Союза и субвулканических массивов Восточной Уганды имеют определенные отличия, которые, возможно, объясняются провинциальными особенностями, а скорее, связаны с глубиной становления массивов и другими физико-химическими параметрами кристаллизации пород. Обращает прежде всего внимание преобладание более щелочных и железистых разностей пироксенов в породах Восточной Уганды (см. рис. 21).

Мелилит является своего рода типоморфным минералом серии щелочных ультраосновных пород. Он появляется в парагенезисе с форстеритом, диопсидом и перовскитом в мелилитолитах, являясь главным породообразующим минералом кугдита (Ol + Mel), оливинового ункомпагрита (Ol + Di + Mel), ункомпагрита (Di + Mel). Встречается мелилит и в парагенезисе с нефелином, слагая окаиты (Ne + Mel) и турьяиты (Ne + Mel + Di). В дайковой и вулканической фациях мелилит характерен для мелилититов и меланефелинитов. Образуется мелилит и при метасоматических процессах в парагенезисе с флогопитом, монтичеллитом, амфиболом.

Мелилит из серии щелочных ультраосновных пород обогащен акерманитовой составляющей ($Ca_2 Mg Si_2O_7$) при подчиненной роли натриевого мелилита ($Ca Na Al Si_2O_7$) и железистого акерманита ($Ca_2 Fe Si_2O_7$) (табл. 10 и 11, ан. 1,2). Отмечается зависимость состава мелилитов от состава пород. В нефелин-мелилитовых разностях минерал обогащен (до 38–39%) натриевым мелилитом (см. табл. 10, ан. 2,5–7, 10–12, 14–18; табл. 11, ан. 2; рис. 23). В то же время в безнефелиновых разностях пород — оливиновых ункомпагритах, мелилитовых оливинитах, кугдитах — его содержание снижается до 15–19%. Обычно в мелилитах отмечаются микропримеси стронция, марганца, галлия.

Перовскит — типичный минерал серии щелочных ультраосновных пород, который характерен практически для всех этапов ее формирования. Он отражает одну из главных петрохимических особенностей серии — пересыщенность пород титаном и

Таблица 10. Состав (в мол. %) мелилитов из пород щелочной ультраосновной серии

Номер п/п	Alk $Ca(Na, K)AlSi_2O_7$	Ak $Ca_2MgSi_2O_7$	Fe=Ak $Ca_2FeSi_2O_7$	Порода, из которой анализировался мелилит	Литературный источник
1	19	70	11	Оливиновый ункомпагрит	Табл. 15, ан. 1, 2, настоящая работа
2	30	57	13	Нефелиновый ункомпагрит	
3	15	75	11	Мелилитовый оливинит	
4	20	73	7	Мелилитит	Кухаренко А.А. и др. 1965
5	27	62	11	Турьяиты	
6	31	57	12		
7	38	44	18		
8	20	68	12	Оливиновый ункомпагрит	
9	23	68	9	Кугдит	Л.С. Егоров, 1969
10	39	44	17	Пегматоидный турьяит	
11	34	48	18	Породы из семейства мелилитолитов ("базальты" в цитируемой работе)	K.J. Neuvonen, 1955
12	31	58	11		
13	21	71	8		
14	34	54	12	Ункомпагрит	
15	37	54	9	Окаит	
16	29	58	13	Бергалиты	Th.G. Sahama, 1976
17	27	61	12		
18	25	57	18	Нефелиниты	

кальцием при дефиците кремнезема. Хотя новые анализы перовскита из оливинита, оливинового и нефелинового ункомпагритов массива Кугда являются неполными (см. табл. 11, ан. 3–5), они типичны для этого минерала из ультраосновных и мелилитовых пород. Перовскит из щелочных пород и особенно карбонатитов характеризуется заметным уменьшением содержания кальция и некоторых других элементов с параллельным обогащением TR, Sr, Nb, Ta.

С л ю д ы, представленные магнезиально-железистыми разностями, встречаются почти во всех типах пород и возникают главным образом при метасоматических процессах. Они входят в состав слюдитов, слюдисто-диопсидовых, монтичеллит-, гранат-, мелилит-апатитсодержащих пород и карбонатитов. Появление слюд в щелочных породах возможно и при их автометасоматических преобразованиях. Главнейшие особенности состава слюд из пород щелочной ультраосновной серии были рассмотренны в ряде работ, при этом наиболее подробно в работах, посвященных Ковдорскому массиву на Кольском полуострове (Кононова, 1968; Римская-Корсакова, 1964). Отмечается определенная зависимость типа слюды от состава слюдосодержащей породы.

Так, биотиты характерны для слюдитов, образовавшихся по ийолитам и мельтейгитам (табл. 12, ан. 5); они также проявляются на автометасоматической стадии формирования щелочных пород (см. табл. 12, ан. 3,4). Последние относятся к наиболее железистым разностям слюд с содержанием FeO до 16,65% (ан. 4) и TiO_2 до 6,52%, (ан. 3); MgO составляет около 14%. Биотиты характерны для оливинового мельтейгит-порфира массива Сона (см. табл. 12, ан. 3).

Железистый флогопит – наиболее широко распространен. Он развивается по пегматоидным ийолитам, прорывающим оливиниты центрального ядра Ковдорского массива.

Таблица 11. Химический состав (в вес.%) мелилита, перовскита, полевого шпата, канкринита из пород щелочной ультраосновной серии

Компоненты	Мелилит		Перовскит			K-Na-полевой шпат		Канкринит
	оливиновый уункомпагрит	нефелиновый уункомпагрит	оливинит	оливиновый уункомпагрит	нефелиновый уункомпагрит	щелочной сиенит	нефелиновый сиенит	канкринитовые сиенит-порфиры
	1 (70-204)	2 (70-168)	3 (70-223)	4 (70-204)	5 (70-168)	6 (70-158)	7 (70-33)	8
SiO_2	42,12	43,98	0,09	0,56	0,13	65,65	65,05	36,35
TiO_2	Не опр.	Не опр.	61,68	57,80	58,16	Не опр.	Не опр.	Сл.
Al_2O_3	3,27	4,37	0,23	0,08	0,19	18,18	18,13	27,90
Fe_2O_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,29	0,47	0,50
FeO	2,92	4,07	0,49	1,30	1,42	Не опр.	Не опр.	Не обн.
MnO	0,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,05	"	"	Сл.
MgO	10,71	9,09	0,22	0,51	0,20	"	"	"
CaO	37,69	34,30	37,65	39,33	38,95	0,11	0,11	5,00
Na_2O	2,31	3,75	Не опр.	0,39	1,02	2,05	0,81	19,29
K_2O	Не опр.	Не опр.	"	0,05	0,02	13,91	14,95	0,21
Сумма	99,06	99,56	100,36	100,02	100,15*	100,19	99,52	100,32*
				Формульные коэффициенты				
Si	1,93	2,00	0,00	0,01	0,00	12,02	11,82	6,29
Ti	Не опр.	Не опр.	1,05	0,98	0,99	Не опр.	Не опр.	Сл.
Al	0,18	0,23	0,01	0,00	0,00	3,92	4,15	5,71
Fe^{3+}	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,04	0,05	0,06
Fe^{2+}	0,11	0,15	0,01	0,02	0,03	Не опр.	Не опр.	0,00
Mg	0,73	0,62	0,01	0,02	0,00	"	"	0,00
Ca	1,85	1,67	0,92	0,95	0,94	0,02	0,02	0,91
Na	0,20	0,33	Не опр.	0,02	0,04	0,73	0,30	6,39
K	Не опр.	Не опр.	"	0,00	0,00	3,26	3,69	0,04
Сумма	5,00	5,00	2,00	2,00	2,00	19,99	20,03	19,40

* В сумму анализа входят следующие компоненты (в вес. %): ан. 5 — Cr_2O_3 0,01; ан. 8 — H_2O^- 0,50, H_2O^+ 3,96, CO_2 6,53, SO_3 0,08, Cl 0,00, F 0,00.

Примечание. Ан. 1—7 выполнены в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР И.П. Лапутиной на микроанализаторе MS-46 "Cameca", ан. 8 — по материалам А.Г. Жабина и Е.В. Свешниковой (Жабин, Свешникова, 1970). Анализировались минералы из массивов Кугда (ан. 1—4,6), Одихинча (ан. 5, 7) Маймеча-Котуйской провинции, Арбарастах (ан. 8) Алданской провинции.

Как показали химические анализы (см. табл. 12, ан. 6,7), содержание FeO в проанализированных образцах составляет 5,62, 6,79% при коэффициенте железистости, равном 0,18. К ним близки по составу железистые флогопиты из турьяитов (см. табл. 12, ан. 11). В этом типе пород железистые флогопиты обычно замещают нефелин, корродируют пироксен и мелилит.

Слюдиты и слюдисто-диопсидовые породы, образовавшиеся по оливинитам Ковдорского массива, обычно содержат железистый флогопит, состав которого варьирует в зависимости от состава оливинита. По оливиниту, обогащенному титаномагнетитом, развивается железистый флогопит с содержанием закиси железа 6,18% (см. табл. 12, ан. 8), тогда как в слюде, заместившей оливинит с незначительной примесью титаномагнетита, количество закиси железа лишь немного превышает 4% (см. табл. 12 ан. 9,10). Коэффициент железистости также варьирует от 0,5 до 0,12. К этим слюдам близок по составу железистый флогопит из гигантозернистых диопсид-флогопитовых пород, образующий пластины до нескольких метров в поперечнике.

Такие крупные пластины являются на Ковдорском месторождении основной промышленной разновидностью флогопита, который встречается в ассоциации с такими же крупными кристаллами диопсида. Образование крупных пластин слюды обусловлено, по-видимому, процессами собирательной перекристаллизации мелкозернистых и среднезернистых ослюденелых оливинитов и диопсид-флогопитовых пород.

Сходные по составу железистые флогопиты установлены и в уникомпагритах из массивов Одихинча и Кугда Маймеча-Котуйского региона (см. табл. 12, ан. 1,2).

Флогопит постоянно присутствует как второстепенная составная часть некоторых метасоматических образований. Составу флогопита отвечают каемки изумрудно-зеленого цвета, окружающие крупные пластины железистого флогопита. В составе чистого флогопита при небольшом содержании железа окисная форма преобладает над закисной (см. табл. 12, ан. 14). Подобные флогопиты зеленого цвета характерны для гранатсодержащих пород, замещающих мелилитовые разности и ийолиты, кальцит-форстерит-магнетитовых образований и карбонатитов (см. табл. 12, ан. 15, 16). При низком коэффициенте железистости (0,05–0,08) они характеризуются высокой степенью окисления железа (0,58–0,60).

Тетраферрифлогопит относится к числу редких слюд и имеет характерный красный цвет. Он постоянно присутствует в поздних карбонатитах, а также развивается в виде оторочек вокруг железистого флогопита и флогопита. Эта разновидность была детально изучена О.М. Римской-Корсаковой (1964). Хотя по содержанию железа эта слюда может быть отнесена к железистым флогопитам, окисное железо в ней преобладает над закисным, компенсируя дефицит глинозема. Кроме того, для тетраферрифлогопита характерны повышенные содержания кремнезема и фтора (см. табл. 12, ан. 17, 18).

Исследованные слюды близки по химическому составу к ряду флогопит – аннит, как это видно на диаграмме $Mg–Al_{VI}–Fe$ (рис. 24, *А*). В рассматриваемой группе слюд, помимо изоморфизма главных ионов (магний – железо), интерес представляют отношения окисного и закисного железа, а также железа к глинозему (рис. 24, *Б, В*). Большинство исследованных слюд располагаются в поле высоких содержаний магния, приближаясь по составу к флогопитам, характерным для ультраосновных пород. Кроме того, некоторую специфику обнаруживают слюды, развивающиеся по нефелин-пироксеновым породам. В отличие от лепидомеланов, характерных для щелочных пород, в исследованных слюдах в большинстве случаев магний преобладает над железом. Химизм слюд позволяет оценить условия их образования. Так, смена железистого флогопита флогопитом, для которого характерна высокая степень окисления железа, по-видимому, связана с возрастанием потенциала кислорода. Тетраферрифлогопит, характерной особенностью состава которого является вытеснение окисным железом и титаном алюминия из четверной координации, является показателем нарастающей агпаитности среды (Кононова, 1976). Близкие по составу слюды характерны и для эффузивных пород серии – мелилититов и нефелинитов (Velde, 1979).

Fe-Ti окисные минералы присутствуют практически во всех типах пород рассматриваемой серии. На определенных этапах ее формирования, в частности при образовании ранних оливинитов и карбонатитов, возникают нередко промышленные концентрации этих минералов – титаномагнетитовые, перовскит-магнетитовые, апатит-магнетитовые и магнетитовые руды. Химико-минералогическое изучение Fe-Ti окисных минералов проводилось рядом исследователей, однако только в последние годы, с помощью

Таблица 12. Химический состав (в вес. %) слюд из пород щелочной ультраосновной серии

Компоненты	Железистый флогопит		Биотит			Железистый флогопит			
	1 (70/204)	2 (70/168)	3 (70/229)	4 (428/1)	5 (419/8)	6 (2-923)	7 (2-894)	8 (418/21)	9 (1-648/12)
SiO_2	42,29	39,70	39,76	37,48	37,78	36,96	37,80	38,71	38,49
TiO_2	1,80	3,20	6,52	3,24	2,59	2,20	1,13	2,78	0,84
Al_2O_3	13,12	11,04	11,79	12,45	13,16	16,27	14,69	14,45	14,98
Fe_2O_3	Не опр.			2,83	2,24	1,53	3,42	1,36	2,29
FeO	5,73	6,54	10,97	16,65	9,92	6,79	5,62	6,18	4,24
MnO	Не опр.	Не опр.	0,05	0,26	0,19	0,08	0,09	0,06	0,06
MgO	23,89	23,28	14,89	14,25	19,23	21,27	22,34	22,37	23,97
CaO	0,17	0,06	0,10	0,10	2,13	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,19	Не опр.	0,89	0,44	0,42	0,72	0,84	0,72	0,95
K_2O	9,24	9,84	9,87	9,44	9,39	9,11	9,22	9,17	9,16
H_2O^-		Не опр.		0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
H_2O^+				2,75	2,61	4,10	4,19	4,03	4,14
BaO				Не опр.	0,31	0,89	0,59	0,30	0,69
F				0,59	0,50	0,14	0,14	0,34	0,12
Сумма	96,43	93,66	95,12*	100,48	100,53*	100,18	100,07	100,52*	99,93
Li_2O		Не опр.		0,013	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000
Rb_2O				0,037	0,038	0,038	0,0042	0,027	0,046
Cs_2O				0,0004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Таблица 12 (окончание)

Компоненты	Железистый флогопит							Тетраферрифлогопит	
	10 (418/4)	11 (1-405)	12 (1-405а)	13	14	15	16 (39)	17	18
SiO_2	39,82	37,04	38,42	37,90	39,26	39,10	37,89	41,30	40,90
TiO_2	0,98	2,32	1,03	1,11	0,31	0,19	0,33	0,46	0,44
Al_2O_3	13,81	16,47	14,96	15,61	15,06	14,65	15,81	9,35	8,01
Fe_2O_3	2,09	1,80	1,38	2,14	2,31	1,66	2,54	4,13	6,55
FeO	4,31	6,65	5,61	4,14	1,46	1,07	1,77	3,32	3,18
MnO	0,07	0,03	0,13	0,09	0,11	0,04	0,02	0,12	0,14
MgO	24,37	21,34	23,55	23,60	25,80	27,25	25,44	26,40	25,92
CaO	0,00	0,18	1,10	0,00	0,00	0,40	0,86	0,00	0,00
Na_2O	0,66	0,87	0,86	0,75	0,63	0,40	0,82	0,58	0,56
K_2O	9,38	8,62	9,40	9,51	9,84	8,14	8,90	9,93	9,97
H_2O^-	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	Не опр.	0,00	0,00	0,00
H_2O^+	4,11	4,05	3,54	4,12	4,19	"	4,95	3,72	3,97
BaO	0,25	Не опр.	0,30	0,98	0,57	"	Не опр.	Не опр.	0,04
F	0,32	0,15	0,15	0,22	0,24	"	0,29	1,04	0,62
Сумма	100,17	99,52	100,47	100,38*	99,78*	98,93*	99,62	100,60*	100,33*
Li_2O	0,001	0,004	0,000	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,000	Не опр.	Не опр.
Rb_2O	0,030	0,000	0,024	0,03	0,04	"	0,040	0,03	0,02
Cs_2O	0,000	0,000	0,000	Не опр.	Не опр.	"	0,001	Не опр.	Не опр.

* В сумму анализов входят следующие компоненты (в вес. %) : ан. 3 — Cr_2O_3 0,28; ан. 5 — P_2O_5 0,04; ан. 8 — Cl 0,05; ан. 13 — Cr_2O_3 0,03 , NiO 0,18; ан. 15 — п.п.п. 6,03; ан. 17 — Cr_2O_3 0,03, NiO 0,22; ан. 18 — Cr_2O_3 0,03.

Примечание. Ан. 1—3 выполнены в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР И.П. Лапутиной по материалам В.А. Кононовой. Суммарное железо пересчитано на закисную форму. Ан. 4—12, 16 выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР Е.И. Ломейко по материалам В.А. Кононовой. Ан. 13, 14, 17, 18 выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР Т.М. Митюшиной по материалам О.М. Римской-Корсаковой (1964). Ан. 15 выполнен в ЦХЛ СЗГУ по материалам В.И. Тернового.

Слюды анализировались из следующих пород: Маймеча-Котуйская провинция: ан. 1 — оливиновый уникомпагрит, массив Кугда, ан. 2 — нефелиновый уникомпагрит, массив Одихинча, ан. 3 — оливиновый мельтейгит-порфир, массив Сона; Кольско-Карельская провинция, Ковдорский массив: ан. 4—7 — измененные нефелин-пироксеновые породы: массивные ийолиты (ан. 4), мельтейгиты (ан. 5), пегматоидные ийолиты, секущие оливиниты центральной части массива (ан. 6, 7), ан. 8—10 — измененные оливиниты: ан. 8 — измененный рудный оливинит, ан. 9—10 — диопсид-флогопитовые породы, ан. 11 — турьяит, ан. 12 — гранатизированный турьяит, ан. 13 — гигантозернистые диопсид-флогопитовые породы, ан. 14 — кайма вокруг гигантозернистого железистого флогопита, ан. 15 — форстерит-апатит-магнетитовые руды с кальцитом, ан. 16 — кальцитовый карбонатит, ан. 17 — кайма вокруг железистого флогопита, ан. 18 — флогопитизированный оливинит на границе с карбонатитом.

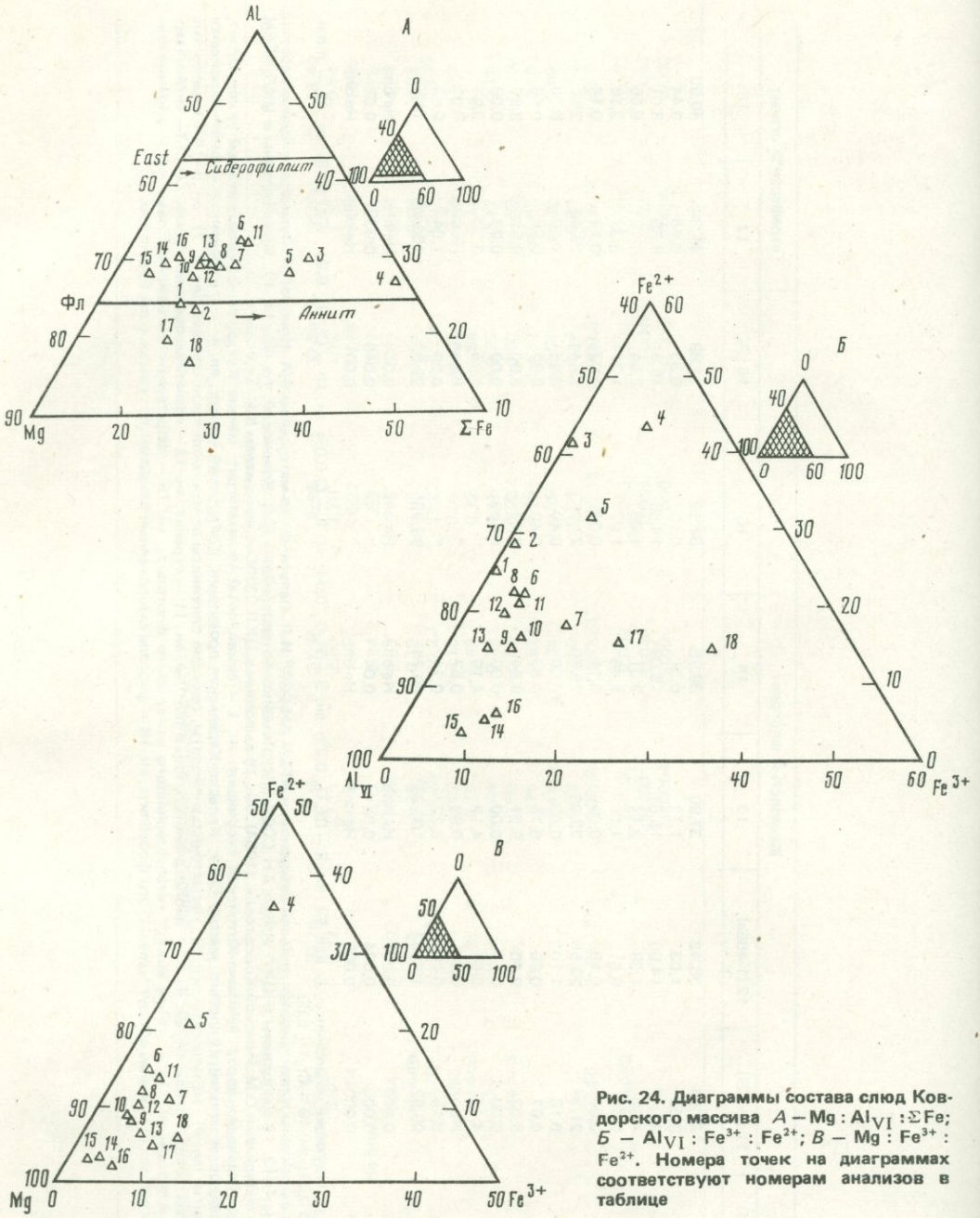


Рис. 24. Диаграммы состава слюд Ковдорского массива *А* **— Mg : Al_{VI} : ΣFe;** *Б* **— Al_{VI} : Fe^{3+} : Fe^{2+};** *В* **— Mg : Fe^{3+} : Fe^{2+}. Номера точек на диаграммах соответствуют номерам анализов в таблице**

комплекса аналитических методов (электронной микроскопии в сочетании с рентгеноспектральным и классическим химическим анализами) исследована их микронеоднородность, расшифрован состав многих фаз в структурах распада, установлены заметные вариации состава и количественной роли микровключений в магнетитах из различных типов пород. Так, Л.В. Чернышева (1976) показала, что Fe-Ti окисные минералы из пород щелочной ультраосновной серии обладают следующими особенностями.

В ультраосновных и щелочных породах для них характерны:

повышенные количества (10–20%) микровключений ульвёшпинели и ильменита, а в ультрабазитах – и шпинели (5–10%);

повышенное содержание титана, а в ультрабазитах – магния, алюминия, хрома, никеля;

отношение Ni/Co всегда выше 1 при отношении MgO/Al_2O_3 от 5 (ультрабазиты) до 1,8 (ийолиты).

В породах карбонатитового этапа для Fe-Ti окисных минералов характерны:

появление и широкое развитие (10–35%) микровключений магномагнетитового – магнезиоферритового состава, при средних содержаниях ильменита и шпинели, отсутствие ульвёшпинели;

более низкие содержания титана, хрома, никеля;

отношение Ni/Co всегда ниже 1 (от 0,2 до 0,6), высокие значения отношения MgO/Al_2O_3 (5,7–10,3).

В изученных нами образцах Fe-Ti окисных минералов из массива Кугда максимальные содержания титана и магния отмечены в оливинитах и оливиновых уникомпагритах. Остальные образцы по соотношению магния и железа весьма сходны.

Детально изучены Fe-Ti окисные минералы из ультраосновных фоидолитов (оливиновый мельтейгит-порфир, ийолиты, мельтейгиты) некоторых массивов Маймеча-Котуйской и Кольско-Карельской провинций (Кононова и др., 1979). При этом в ряде образцов проанализирован валовый состав Fe – Ti окисных минералов в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР аналитиками Е.И. Ломейко, Т.М. Митюшиной, О.Г. Унановой. Расшифровка особенностей микронеоднородного строения образцов и состава слагающих их минеральных фаз выполнялась в лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ АН СССР Р.В. Боярской и в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР И.П. Лапутиной. Следует иметь в виду, что большинство изученных образцов оптически однородны и лишь в некоторых из них под микроскопом заметны следы структур распада. Вместе с тем, при увеличении в 10 000 раз под электронным микроскопом в большинстве образцов выявляются сложные структуры распада. Среди изученных 13 образцов установлены как гомогенные титаномагнетиты, так и сложные структуры распада с парагенезисами двух типов: магнетит + ульвёшпинель и магнетит + + ульвёшпинель + ильменит, причем каждый из семейства пород ультраосновных фоидолитов (табл. 13).

Титаномагнетит обнаружен в порфировидных разностях пород приповерхностной фации – оливиновых мельтейгит-порфирах и оливиновых ийолит-порфирах массива Сона Маймеча-Котуйской провинции, приближающихся по составу к меланефелинитам. Электронно-микроскопические исследования не обнаружили структур пластинчатого распада; была отмечена небольшая неоднородность в интенсивности травления образца (рис. 25, *а*). При электронно-микроскопическом зондировании выявлено неравномерное распределение титана в образце (рис. 25, *б*).

Судя по результатам анализа образца в пяти точках (см. табл. 13, ан. 1–5), содержание окиси титана в главной массе образца достигает 15–18%, тогда как в мелких, неправильной формы участках (более темные пятна на рис. 25, *б*) снижается до 3,5–8%. Если рассчитать полученные составы на миналы магнетита и ульвёшпинели, то количество последней должно колебаться в пределах порядка 10–52%. По содержанию элементов-примесей титаномагнетиты характеризуются низкими значениями глинозема (0,0–0,2%), высокими – магния, никеля, хрома. Расчеты показали, что в минерале должно преобладать закисное железо над окисным (соотношение $FeO:Fe_2O_3 : TiO_2$ порядка 58:20:21, а в менее титанистых разностях – 54:34:12). Изученный образец весьма близок к составам Fe-Ti окисных минералов из оливинитов и мелилитовых пород массива Кугда Маймеча-Котуйской провинции (см. табл. 13, ан. 33–37).

Магнетит + ульвёшпинель – такой парагенезис обнаружен в мелкозернистых мельтейгитах периферического щелочного кольца Ковдорского массива. Электронно-микроскопическими исследованиями при увеличениях в 6490 раз обнаружены очень тонкие пластины распада, располагающиеся под прямым углом, что характерно для ульвёшпинели. Под микроскопом и при электронном микрозондировании образец однороден, поэтому был получен только валовый состав его, несколько варьирующий в разных образцах (см. табл. 13, ан. 6,7). Расчеты этих анализов подтверждают наличие в парагенезисе с магнетитом переменного количества (17–24) ульвёшпинели. Для изученных

Таблица 13. Химический (в вес. %) и количественно-минеральный (в мол. %) состав Fe-Ti окисных минералов из пород щелочной ультраосновной серии

Компоненты	Титаномагнетит				
	70-229				
	1	2	3	4	5
SiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO_2	14,0	18,0	15,1	8,3	8,8
Al_2O_3	0,09	0,2	0,00	0,1	0,19
Fe_2O_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	"	"	"	"	"
$FeO + Fe_2O_3^*$	83,9	80,3	84,4	88,2	88,0
MnO	1,1	1,9	1,0	1,6	1,9
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,7	0,5
V_2O_5	0,47	0,39	0,28	0,38	0,16
Cr_2O_3	0,21	0,00	Не опр.	0,15	0,3
Сумма	100,00*	100,79	100,78	99,50*	99,85
$FeO : Fe_2O_3 : TiO_2$	58 : 25 : 17	60 : 19 : 21	58 : 23 : 19	54 : 35 : 11	54 : 34 : 12
Магнетит	57	48	56	76	74
Ульвёшпинель	43	52	44	24	26
Ильменит	0	0	0	0	0

*В суммы анализов входят следующие компоненты (в вес.%): ан. 1 — NiO 0,28; ан. 4 — NiO 0,05, CoO 0,025; ан. 6 — Na_2O 0,17, K_2O 0,13, H_2O 0,12, NiO 0,008, CoO 0,011%; ан. 7 — CoO 0,04; ан. 8 — Na_2O 0,17, K_2O 0,11, NiO 0,014, CoO — 0,014; ан. 9 — Na_2O 0,17, K_2O 0,13; ан. 10 — Na_2O 0,17, K_2O 0,12, H_2O 0,08, NiO 0,057, CoO 0,019; ан. 12 — NiO 0,05, CoO — 0,01; ан. 13 — CO_2 0,04,

Таблица 13 (продолжение)

Компоненты		Магнетит + ульвёшпинель + ильменит				
		428/1				
	13	14	15	16	17	18
SiO_2	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO_2	2,90	0,47	0,79	32,8	30,4	17,3
Al_2O_3	0,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3	57,59	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	36,68	"	"	62,5	60,8	"
$FeO + Fe_2O_3^*$	Не опр.	99,6	99,1	Не опр.	Не опр.	80,63
MnO	0,64	0,13	0,12	3,6	6,6	1,8
MgO	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_5	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr_2O_3	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,963*	100,218*	100,058*	98,91*	97,81*	99,76*
$FeO : Fe_2O_3 : TiO_2$	56 : 40 : 4	49 : 49 : 1	49 : 49 : 1	68 : 0 : 32	69 : 0 : 31	58 : 21 : 21
Магнетит	95	100	100	0	0	67
Ульвёшпинель		0	0	100	100	0
Ильменит	5	0	0	0	0	33

образцов характерно довольно высокое содержание окиси титана (5,4—7,8%), а из числа элементов-примесей постоянные количества Al_2O_3 (0,4—0,8%), MnO (0,7—1%), MgO (0,6%), V, Co, Cr.

Парагенезис магнетит + ульвёшпинель сохраняется и в такситовых ийолитах, образовавшихся в процессе нефелинизации мелкозернистых мельтейгитов Ковдорского

Магнетит + ульвёшпинель		Магнетит + ульвёшпинель + ильменит				
418/6	418/2	418/11	409/6	399/7		399/4
6	7	8	9	10	11	12
0,57	0,00	0,32	0,26	0,33	0,00	0,00
7,82	5,4	4,96	3,43	3,81	4,8	2,3
0,82	0,4	0,81	1,22	1,52	0,54	0,75
53,11	Не опр.	58,37	62,51	61,31	Не опр.	Не опр.
34,59	"	33,22	29,49	30,76	"	"
Не опр.	92,5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	95,0	95,8
1,03	0,7	0,76	0,91	0,68	0,00	0,4
0,77	0,6	0,78	1,65	0,72	0,00	0,1
0,62	0,0	0,42	0,03	0,36	0,00	0,00
0,69	0,1	0,26	0,14	0,13	0,00	0,00
0,03	Не опр.	0,001	0,04	0,09	Не опр.	0,05
100,489*	99,74*	100,21*	99,98*	100,16*	100,34	99,46*
53 : 36 : 11	53 : 40 : 7	52 : 41 : 7	48 : 46 : 6	50 : 45 : 5	50 : 43 : 7	50 : 47 : 3
76	83	86	92	92	92	95
24	17	13	4	2	} 8	} 5
0	0	1	4	6		

ZrO_2 0,036, CoO 0,097; ан. 14 — NiO 0,08, CoO 0,01; ан. 15 — NiO 0,008, CoO 0,04; ан. 16 — CoO 0,018; ан. 17 — CoO 0,01; ан. 18 — NiO 0,01, CoO 0,02; ан. 19 — Na_2O 0,24, K_2O 0,16, S 0,01, NiO 0,014, CoO 0,018%; ан. 20 — Na_2O 0,19, K_2O 0,15, NiO,015, CoO 0,021; ан. 33 — NiO 0,21, CoO 0,03; ан. 37 — NiO 0,095, CoO 0,023.

Магнетит + ульвёшпинель + ильменит						
5/150	5-137	5/130			70-174	
19	20	21	22	23	24	25
1,40	1,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
10,26	10,03	8,6	6,4	52,4	3,4	5,8
0,76	0,82	1,9	1,7	0,00	0,2	0,1
52,04	52,88	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
32,20	30,96	"	"	43,8	"	"
Не опр.	Не опр.	87,8	90,3	Не опр.	96,9	94,1
0,98	0,81	0,8	0,6	1,6	0,2	0,3
1,02	1,33	0,8	0,6	2,5	0,00	0,00
0,66	1,06	0,00	0,6	0,00	0,00	0,00
0,53	0,36	0,17	0,25	0,10	0,00	0,00
0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,14	0,12
100,35*	100,241*	100,07	100,45	100,4	100,84	100,42
50 : 36 : 14	48 : 37 : 15	55 : 33 : 12	55 : 37 : 8	49 : 0 : 51	52 : 43 : 5	54 : 38 : 8
78	80	75	81	0	90	83
5	2	25	19	0	10	17
17	18	0	0	100	0	0

массива (см. табл. 13, ан. 8). Сопоставление анализов Fe-Ti окисных минералов из мельтейгита и такситового ийолита (см. табл. 13, ан. 6 и 8) показывает, что в ходе этого процесса в минерале возрастает доля магнетитовой составляющей, уменьшается содержание ульвёшпинели и, по-видимому, появляются единичные зерна ильменита.

Магнетит + ульвёшпинель + ильменит — наиболее типичной парагенезис Fe-Ti окис-

Таблица 13 (окончание)

Компоненты	Магнетит + ульвёшпинель + ильменит					
	70-174			70-52в		
	26	27	28	29	30	31
SiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO_2	4,6	52,0	52,3	6,0	3,1	0,8
Al_2O_3	0,3	0,00	0,1	0,1	0,00	0,1
Fe_2O_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	–	44,1	44,4	"	"	"
$FeO + Fe_2O_3^*$	93,9	Не опр.	Не опр.	92,1	96,2	98,3
MnO	0,5	2,9	0,9	1,2	1,1	0,2
MgO	0,00	0,00	1,4	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr_2O_5	0,1	0,1	0,1	0,16	0,20	0,25
Сумма	99,4	99,1	99,2	99,56	100,6	99,65
$FeO : Fe_2O_3 : TiO_2$	53 : 40 : 7	50:0:50	50:0:50	53:39:8	51 :44:5	50:49:1
Магнетит	86	0	0	82	89	100
Ульвёшпинель	14	0	0	18	11	0
Ильменит	0	100	100	0	0	0

Примечание. Данные по Fe-Ti окисным минералам Маймеча-Котуйской провинции. Массив Сона: минералы из оливинового мельтейгит-порфира (ан. 1–5); массив Кугда: из ийолита (ан. 24–28), из оливинита (ан. 33–35), из оливинового уникомпагрита (ан. 36), из нефелинового уникомпагрита (ан. 37); массив Одихинча: из мельтейгита (ан. 29–32). По Кольско-Карельской провинции, Ковдорский массив: из мельтейгита (ан. 6, 7), таситового ийолита (ан. 8), пегматоидного ийолита (ан. 9–12), массивного ийолита (ан. 13–18); Турий Мыс: из ийолита (ан. 19–23).

Ан. 6, 8–10, 13, 19, 20 выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, ана-

ных минералов, встреченный в большинстве изученных образцов. При этом, как правило, ильменит замещает более ранний парагенезис магнетит + ульвёшпинель, образующий структуру распада, аналогичную описанной выше. Так, парагенезис магнетит + ульвёшпинель + ильменит характерен для основной массы мельтейгитов и ийолитов, слагающих неполнокольцевое тело в массиве Кугда (см. табл. 13 ан. 19–23), штокообразный интрузив Одихинча (см. табл. 13, ан. 29–32), выходы ийолитов в Горноозерском массиве на Турьем Мысу (см. табл. 13 ан. 19–23). В качестве примера на рис. 26, *а, б* приведен электронно-микроскопический снимок образца Fe-Ti окисных минералов из ийолита массива Кугда, на котором видно, что ильменит замещает большую часть анализируемой поверхности (см. рис. 26, *а*), а первичное его строение сохранилось только в виде реликтов, имеющих типичную картину структуры распада магнетит + ульвёшпинель (см. рис. 26, *б*). Выделения ильменита достаточно крупные и при электронном микрозондировании удается получить состав ильменитовой фазы (см. табл. 13, ан. 23, 27, 28), в которой, помимо титана, концентрируется и основное количество марганца. Промежутки между выделениями ильменита, представленные, как показано на рис. 26, *б*, распадом магнетит + ульвёшпинель, при электронном микрозондировании воспринимаются как однородное вещество (табл. 13, ан, 21, 22, 24–26, 29, 30). Эти составы удовлетворительно рассчитываются на миналы магнетита и ульвёшпинели, причем доля последней варьирует в довольно широких пределах – от 25 до 10%. Валовой химический анализ, выполненный для двух образцов минералов из ийолитов Турьего Мыса, позволил оценить соотношение в них главных фаз. Оказалось, что в целом в образцах Fe-Ti окисных минералов из ийолитов Турьего Мыса доля магнетита составляет около 80% при содержаниях ильменита до 17–18 и ульвёшпинели до 2–5%.

Фазу чистого магнетита удалось проанализировать только из мельтейгита массива Одихинча (см. табл. 13, ан. 31), где он выделяется в тесном срастании с высокотитанистой фазой, приближающейся по составу к ильмениту (см. табл. 13, ан. 32). При

Магнетит + ульвёшпинель + ильменит					
70-52b	70-223		70-204		70-168
32	33	34	35	36	37
0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	0,13
48,9	10,6	10,2	11,5	7,07	9,42
0,00	1,9	2,1	1,9	0,70	0,40
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
42,3	"	"	"	"	"
Не опр.	76,4	76,2	76,7	85,89	87,06
8,9	0,38	0,00	0,40	0,56	0,23
0,6	9,7	11,6	9,9	2,93	3,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,41	0,21
0,00	0,07	Не опр.	0,032	0,00	0,11
0,1	0,21	"	0,14	1,56	0,11
100,8	99,50*	100,1	100,572	99,72	100,78*
44:3:53	43:40:17	41:43:16	42:40:18	52:38:10	52:35:13
9	Фазовый состав не определялся.				
0					
91					

литики Е.И. Ломейко (ан. 6, 8–10, 19, 20), О.Г. Унанова (ан. 13). Анализы 1–5, 7, 11–18, 21–32, 33–37 выполнены в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР И.П. Лапутиной на микроанализаторе MS-46 "Cameca". Сумма FeO + Fe_2O_3 рассчитана по данным рентгеноспектрального анализа.

Содержания CoO, NiO, V_2O_5, Cr_2O_3 в ан. 4, 33, 37, NiO, CoO в ан. 6, 8, 10, 19 определены в спектральной лаборатории ВИМС МГ СССР, аналитик М.Г. Фомина.

сканировании (рис. 26, *в,д*) отчетливо видно перераспределение содержания элементов-примесей между высоко- и малотитанистой фазой и обогащение именно высокотитанистой фазы марганцем, а также магнием. Основное поле сканированного участка (под электронным микрозондом – однородное), как и в предыдущих образцах, представляет собою структуру распада магнетит + ульвёшпинель (см. табл. 13, ан. 29, 30).

В целом Fe-Ti окисные минералы из ийолитов и мельтейгитов щелочной ультраосновной серии представляют собой сложные структуры распада с вполне устойчивым первичным парагенезисом магнетита и ульвёшпинели, который в той или иной мере замещается более поздним ильменитом. Для их химического состава, помимо Fe и Ti, характерен разнообразный набор и довольно высокие концентрации второстепенных компонентов (Al, Mg, Mn) и элементов-примесей (Ni, Co, V, Cr).

Группа карбонатов представлена серией минералов, среди которых наибольшее распространение имеют кальцит и доломит, а второстепенное – анкерит, сидерит. В истории формирования серии щелочных ультраосновных пород прослеживается определенная эволюция состава карбонатов: смена кальциевых карбонатов кальциево-магнезиальными, а в низкотемпературную стадию процесса – магнезиально-железистыми (анкерит, сидерит).

Кальцит появляется в виде вкрапленников в жильных образованиях, представленных кальцит-биотитовыми мелилититами (альноит), кальцитовыми щелочными пикритами и фонолитами, где он по ряду признаков относится к интрателлурическим первичным выделениям. В качестве второстепенного и обычно вторичного минерала кальцит присутствует в оливинитах, мелилитовых породах, мельтейгитах, ийолитах, фенитах, т.е. практически во всех породах серии. Однако основная масса кальцита образуется в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах, где он является главным породообразующим минералом. Для кальцита весьма характерны явления перекристаллизации и переотложения, приводящие к возникновению крупнокристаллических скоплений и гнезд. В составе кальцита из кальцитовых карбонатитов, помимо кальция и

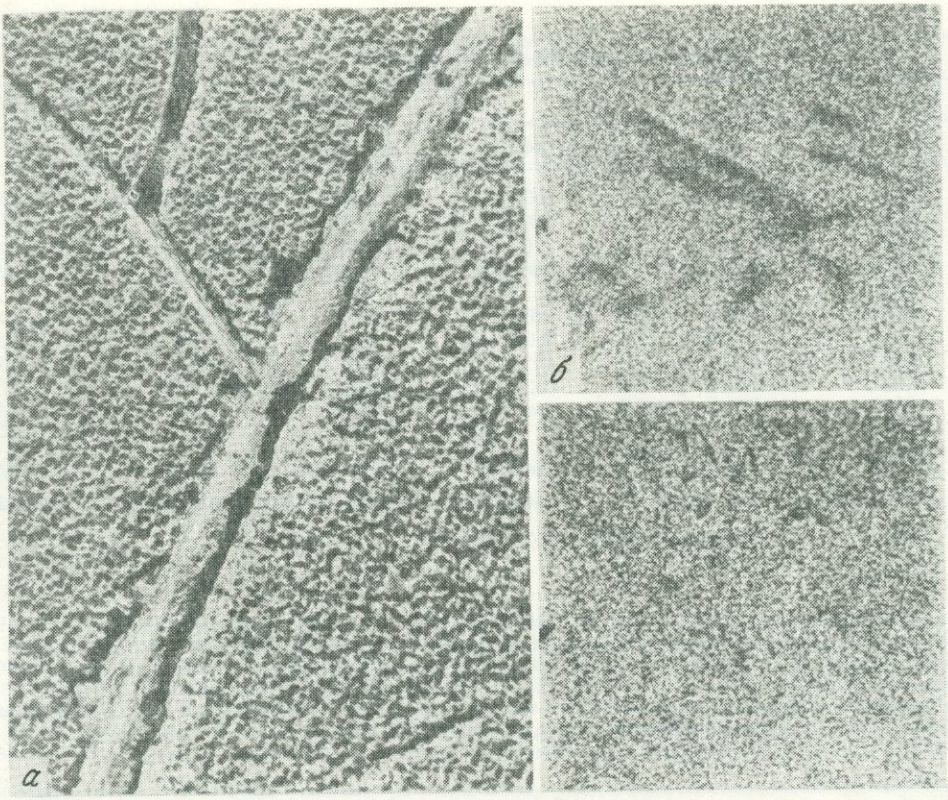


Рис. 25. Титаномагнетит из оливинового мельтейгит-порфира массива Сона

а — электронно-микроскопический снимок, увел. 6490; *б, в* — участки сканирования (100 × × 100 мк) в рентгеновских лучах: *б* — Ti_{KL}, *в* — Fe_{KL} (см. табл. 17, ан. 1–5)

углекислоты, отмечены высокие содержания микропримесей магния, циркония, редких земель, т.е. элементов, которые образуют и самостоятельные минералы.

Доломит распространен меньше кальцита, но в некоторых типах карбонатитов он является преобладающим минералом. В составе доломита обычны примеси стронция, бария, редких земель, марганца, циркония, ниобия. Доломит известен в виде вростков в кальците ранних кальцитовых карбонатитов, причем их форма напоминает графические срастания. Подобные включения, рассматриваемые как структуры распада твердого раствора, отмечены в высокотемпературных карбонатитах Норвегии и Кольско-Карельской провинции.

Канкринит встречается во всех щелочных породах щелочных ультраосновных серий, причем обычно в качестве вторичного минерала. Первичный канкринит установлен в канкринитовых, канкринит-нефелиновых сиенитах и сиенит-порфирах. Последние обычно содержат, помимо эгирин-диопсида и калиево-натриевого полевого шпата, до 30% канкринита, причем примерно в равных количествах как во вкрапленниках, так и в основной массе в виде микролитов. По данным А.Г. Жабина и Е.В. Свешниковой (1970), средний размер вкрапленников канкринита, образующих гексагональные кристаллы, и микролитов составляет соответственно 0,28 × 2,16 и 0,08 × 0,45 мм. Вкрапленники и микролиты канкринита — это монокристаллы длиннопризматической формы, что является одним из доказательств первичного происхождения минерала. Судя по химическому анализу (см. табл. 11), канкринит из канкринитового сиенита Арбарастахского массива соответствует водному натриевому канкриниту.

Вторичный канкринит обычно появляется в парагенезисе с либнеритом, содалитом, натролитом на ранних стадиях изменения нефелина в ультраосновных фоидолитах (мельтейгит, ийолит и др.), в турьяитах и некоторых других породах. Он развивается по трещинкам в нефелине, нередко образует полные псевдоморфозы по нему,

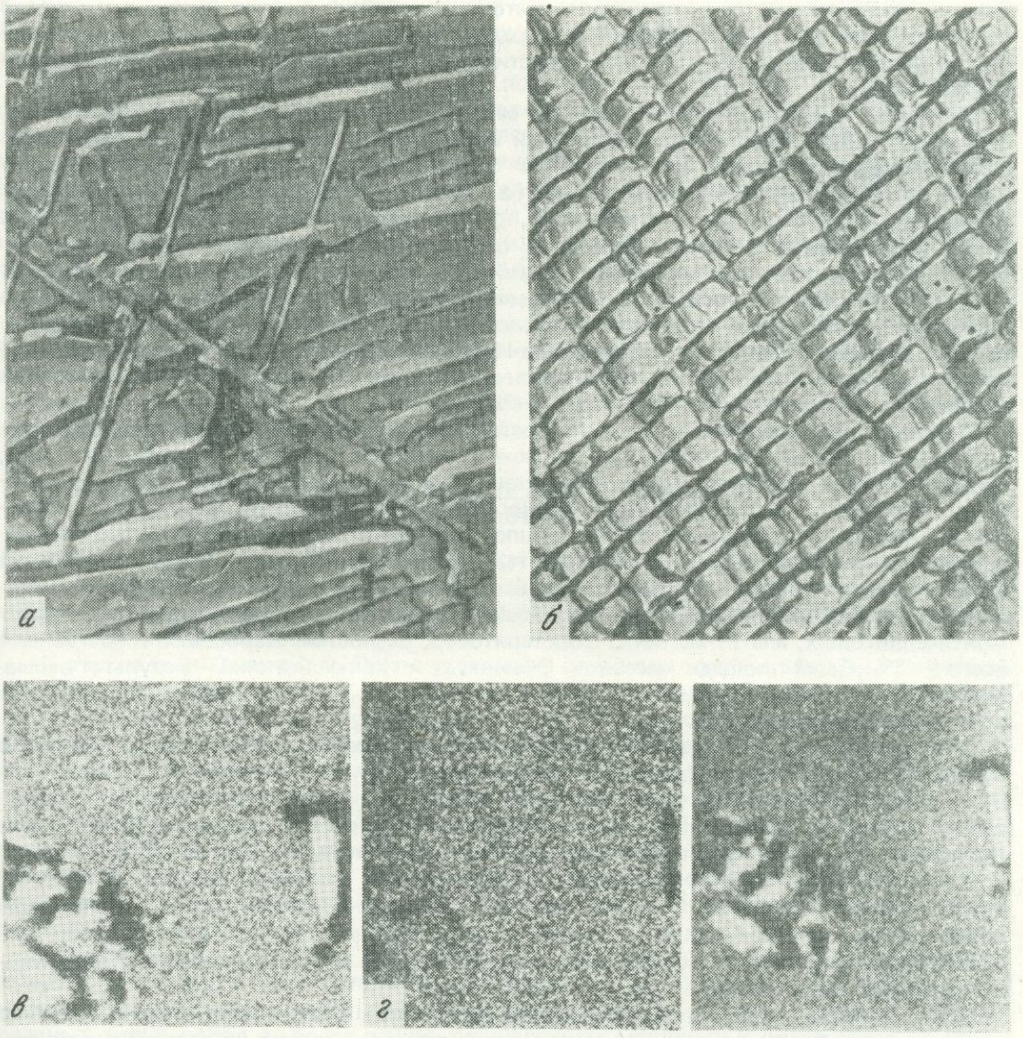


Рис. 26. Окисные минералы Fe и Ti из ийолита массива Кугда

а, б — электронно-микроскопические снимки: *а* — ильменит замещает структуру распада магнетит + ульвёшпинель, увел. 6490; *б* — деталь рис. *а* — структура распада магнетит + ульвёшпинель, увел. 9570; *в—д* — участок сканирования в рентгеновских лучах: *в* — Ti_{KL} *г* — Fe_{KL} *д* — Mn_{KL} (см. табл. 17, ан. 24—28)

наблюдается в виде реакционных оторочек на границе зерен нефелина с мелилитом или кальцитом либо образует пойкилобластические выделения в основной массе породы.

K-Na полевой шпат характерен для малиньитов, фельдшпатоидных и щелочных сиенитов. Обычно он представлен ортоклазом или микроклин-пертитом с высоким содержанием калия и небольшой примесью натрия (см. табл. 11, ан. 6, 7). Как правило, K-Na полевой шпат образует крупные пойкилокристаллы, включающие многочисленные выделения нефелина, эгирин-диопсида, канкринита, либо типичные удлиненные таблички, располагающиеся субпараллельно и определяющие трахитоидную структуру пород.

* * *

В мире известно более 300 массивов, сложенных породами щелочных ультраосновных серий, на заключительных этапах формирования которых появляются карбонатиты.

Такого типа массивы характерны для платформ, краевых блоков платформ, а также для рифтовых структур. Наблюдается определенная специфика проявления щелочных ультраосновных серий пород в зависимости от их структурного положения и условий формирования.

В рифтах щелочные ультраосновные серии пород слагают вулканические поля, отдельные вулканические постройки; они представлены вулканической и приповерхностной фациями пород. Вулканические серии включают представителей семейств пикритов (меймечит), щелочных пикритов (хатангит), мелилититов, ультраосновных фоидитов (разнообразные нефелиниты), фонолитов, иногда щелочных трахитов, а также карбонатиты. Именно нефелиниты являются определяющим типом пород эффузивных щелочных ультраосновных серий. По подсчетам Т. Джеймса (Carbonatite, 1966), только один вулкан Напак в Восточной Африке сложен 240 км^3 эруптивного материала нефелинитов. Нефелиниты известны и на некоторых островах в Атлантическом океане (Тринидад, Фернанду-ди-Норонья). Карбонатиты приповерхностной фации наряду с обычными типами представлены и такими редкими разностями, как щелочные карбонатиты вулкана Олдоиньо-Ленгаи.

Щелочные ультраосновные серии на платформах обычно представлены гипабиссальной фацией. Отдельные провинции включают десятки массивов центрального типа, приуроченных к разломам или их пересечениям и сложенных оливинитами, мелилитовыми породами, меланократовыми разностями ультраосновных фоидолитов (мельтейгит, ийолит). Содержащие полевой шпат щелочные породы (малиньиты, нефелиновые, канкринитовые, щелочные сиениты) обычно присутствуют лишь в дайковой серии. Характерно широкое развитие преимущественно докарбонатитовых метасоматических образований — нефелинизированных пород, диопсид-флогопитовых, гранат-монтичеллитовых, апатит-магнетит-форстеритовых разностей. Карбонатиты составляют всего 2—3% общей площади массивов. Обычны эруптивные брекчии — результат взрывных явлений, сопровождающих формирование щелочной ультраосновной серии пород в гипабиссальных условиях.

Для мезоабиссальных щелочных ультраосновных серий, возникающих обычно в пределах краевых блоков фундамента платформ вблизи их сочленения со складчатыми областями, характерны массивы вытянутой, овальной, реже округлой формы, во внутреннем строении которых отмечается наложение линейных структур на более ранние кольцевые. Обычно в провинциях присутствуют единичные массивы (1—4), в строении которых преобладают перовскитовые (ильменитовые, титаномагнетитовые) пироксениты, мельтейгиты—ийолиты и, что весьма характерно, широко развиты малиньиты, нефелиновые, канкринитовые и щелочные сиениты. Заметно сокращается роль карбонатно-силикатных метасоматических пород; их состав менее разнообразен. Значительные площади (до 70—80%) занимают карбонатиты.

Итак, на разных глубинах щелочные ультраосновные серии представлены несколько различными наборами пород. При этом особенно существенно на составе серий сказываются ограниченные пределы устойчивости оливина и мелилита, в связи с чем мелилититы, мелилитолиты, как и оливинсодержащие породы, характерны только для поверхностных и гипабиссальных фаций. Установлено также, что хотя щелочные ультраосновные серии и возникают при однотипном тектоническом режиме растяжения (рифты, разломы), каждая из трех рассмотренных фаций приурочена к определенным тектоническим структурам. Эффузивная фация характерна для рифтов и океанических островов, гипабиссальная — для платформ, мезоабиссальная — для краевых блоков фундамента платформ. Так в рассматриваемых щелочных сериях проявляется одна из важных петрологических закономерностей — взаимосвязь тектоники и магматизма.

Несмотря на отмеченные вариации, состав всех серий, сложенных преимущественно щелочными ультраосновными породами, определяют следующие общие особенности.

1. Наличие сквозных минералов, обладающих едиными типоморфными особенностями во всех сериях щелочных ультраосновных пород. В их числе отметим высокомагнезиальный состав пироксена (диопсид, салит), оливина (Fo_{96-77}), слюд (флогопит, железистый флогопит, тетраферрифлогопит, редко биотит), широкое развитие кальцийсодержащих минералов, в том числе кальцита, которые в виде вкрапленников присутствует в эффузивах, а также слагает крупные массивы карбонатитов.

2. Единый для всех серий тип химизма пород, характеризующийся высоким содержанием магния, кальция, железа, щелочей при дефиците кремнезема и соотношении

K_2O/Na_2O от 1 до 0,25, а также специфическим набором элементов-примесей Ti, P, Cu, Zr, Ta, Nb, TR, Ni и летучих компонентов, в первую очередь повышенным содержанием CO_2.

Сходство вещественного состава пород позволяет допускать генетическое единство щелочных магматических серий ультраосновной группы, а также предполагать единый мантийный источник исходного для них расплава. Как будет показано в заключительных главах, состав его приближается к оливин-мелилитовому меланефелиниту или нефелиновому перидотиту. Что касается гипотезы о родстве карбонатитов и кимберлитов, к настоящему времени появился ряд аргументов против этой гипотезы, в частности, об этом свидетельствуют различия составов перовскита, слюды, высокомагнезиального ильменита (Dawson, 1980; Bactor, Boyd, 1981).

Особенности состава серий, и его вариации важно учитывать при практической оценке массивов щелочных ультраосновных пород. Известно, что с ними связан комплекс полезных ископаемых: это перовскит-титаномагнетитовые, титаномагнетитовые руды в оливинитах и пироксенитах, крупные концентрации флогопита, магнетита, апатита, минералов редких элементов (ниобий, тантал, цирконий, редкие земли) в силикатно-карбонатных метасоматитах и карбонатитах.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ЩЕЛОЧНЫХ ОСНОВНЫХ ПОРОД КОНСОЛИДИРОВАННЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В пределах складчатых областей щелочной магматизм проявляется многоэтапно с образованием ряда весьма характерных серий пород, представленных натриевыми и калиево-натриевыми щелочными основными породами вулканических, субвулканических и интрузивных фаций.

На территории Советского Союза щелочные основные породы известны во многих крупных петрографических провинциях (см. рис. 1). Они известны в определенной тектонической обстановке — преимущественно в рано консолидированных складчатых областях, реже в рифтовых зонах и практически отсутствует на платформах. Благоприятным тектоническим режимом возникновения данных серий в пределах орогенных областей являлась стабилизация отдельных блоков складчатых структур, а также наличие долгоживущих межструктурных разломных зон. В пределах разных структур щелочно-габброидный—щелочно-базальтоидный магматизм проявился в разные временные эпохи, что привело к возникновению щелочных основных пород почти всех возрастных групп (протерозойских, рифейских, палеозойских, мезозойских, кайнозойских). Не известны они только в архее.

В зависимости от условий формирования (глубина, геоструктурная обстановка, вмещающая среда и др.) возникли различные по фациальности серии пород, среди которых могут быть выделены полнодифференцированные серии с полным набором главных типов пород от более ранних субщелочных основных к более поздним основным щелочным и щелочным средним породам и слабодифференцированные сокращенные серии, отличающиеся отсутствием отдельных членов. Каждая серия щелочных основных пород имеет свои структурно-геологические, петролого-геохимические и металлогенические особенности, обладая при этом чертами, присущими щелочным основным породам в целом. Отмеченные серии включают следующие щелочные основные породы: 1) вулканические — субщелочной базальт (щелочной пикрит), тефрит (базанит, берешит), нефелинит (оливиновый меланефелинит), нефелиновый (анальцимовый, содалитовый) трахибазальт, фонолит (мелафонолит); 2) субвулканические — щелочной пикрит, щелочной долерит, тешенит (меланотешенит), анальцимовый сиенит; 3) интрузивные — субщелочное фассаитовое габбро (габбро-пироксенит), тералит, эссексит, уртит (ийолит), фойяит.

Характерной особенностью серий щелочных основных пород является их нередкая сопряженность в пространстве и во времени, а также генетическая связь с субщелочными основными породами. Последние образуют самостоятельные эволюционные серии (субщелочные габбро, субщелочной эссексит, щелочной сиенит, субщелочной базальт, трахибазальт, трахиандезит, трахит) или входят в состав щелочных основных серий в качестве ранних их членов (субщелочное габбро, субщелочной базальт). Ниже будут рассмотрены наиболее типичные и хорошо изученные серии щелочных основных пород некоторых петрографических провинций Советского Союза и ряда зарубежных стран.

Вулканические серии щелочных основных пород наиболее полно представлены в Кузнецком Алатау, Восточном Забайкалье, на территории МНР и ЧССР (табл. 14). Детально эта серия пород будет рассмотрена на примере классической провинции проявления щелочного основного магматизма — Кузнецкого Алатау.

В Кузнецком Алатау щелочные базальтоиды имеют широкое распространение и тесно сопряжены во времени и пространстве с субщелочными основными вулканическими и интрузивными породами, образуя с ними единую вулкано-плутоническую ассоциацию (Андреева, 1968).

Вулканическая серия, развитая в пределах Минусинского межгорного прогиба, состоит из субщелочного оливинового базальта, тефрита, нефелинита и фонолита, слагающих чередующиеся покровы. Помимо покровов, в строении вулканических толщ принимают участие разнообразные дайки, пластовые залежи, а также интрузивные тела. Характерно, что в составе серии преобладают толеитовые (нормальной щелочности) и субщелочные базальты, а щелочные базальтоиды им резко подчинены.

Наиболее детально и полно изучена девонская вулканическая серия северо-восточной части Кузнецкого Алатау (район Назаровской и Чулымо-Енисейской впадин), в пределах которой развиты преимущественно субщелочные породы — субщелочные базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты — и в меньшей степени щелочные — тефриты (оливиновые тефриты, лейкотефриты), нефелиновые трахибазальты, фонолиты. Для примера приведен разрез одной из вулканических свит левого берега р. Урюп (рис. 27). В ее пределах, как и на всей территории Минусинского межгорного прогиба, наибольшим развитием пользуются субщелочные базальты. В другом районе (реки Береш, Ничкурюп) вулканические свиты состоят из нескольких подсвит различной мощности. Нижняя подсвита сложена субщелочными базальтами, оливиновыми и лейкократовыми тефритами (базанитами и берешитами), трахиандезитами, а в средней отмечаются лишь субщелочные базальты (оливиновые и лабрадоровые). Верхняя, наиболее мощная, подсвита, помимо эффузивов, идентичных развитым в нижней подсвите, включает еще и нефелиновые трахибазальты, андезибазальты, трахиандезибазальты, фонолиты.

Какой-либо закономерности в чередовании пород, слагающих свиты, не наблюдается; вулканические образования субщелочного и щелочного состава многократно перемежаются между собой. Щелочные же основные породы, как правило, слагают небольшие покровы, силлы и пластовые интрузии.

Отличительными особенностями вулканических серий Минусинского межгорного прогиба являются: 1) достаточно полная их дифференцированность; 2) наличие у всех членов серии комагматических аналогов среди субвулканических и интрузивных образований.

Аналогичные вулканические серии известны в Восточном Забайкалье (Витимское нагорье, Удинская и Джидинская впадины), на территории МНР (плато Дариганга) и ЧССР (см. табл. 14).

Самыми ранними членами вулканических серий этих регионов являются субщелочные базальты и (или) щелочные пикриты. Им постоянно сопутствуют нефелиниты, реже меланефелиниты. Наиболее типичным представителем этих серий является тефрит, который отличается наличием многочисленных разновидностей. Наибольшее распространение имеет оливиновый тефрит (базанит). Лейкотефрит (берешит) широко представлен в эффузивных, наиболее полнодифференцированных сериях Кузнецкого Алатау. Характерный член серий — нефелиновый трахибазальт — в некоторых регионах (Чехословакия) представлен содалитовой разновидностью. Фонолиты в составе серий являются наиболее поздними образованиями и весьма ограничены в своем распространении.

Петрографически породы вулканических серий довольно близки. Отличаются они в основном количественными соотношениями главных породообразующих минералов. Сквозным для всех вулканических пород щелочных основных серий является пироксен (титанистый фассаит). Почти всегда присутствует оливин, тогда как амфибол (керсутит, баркевикит) и биотит появляются эпизодически. Оливин наиболее характерен для щелочных пикритов, некоторых разновидностей субщелочных базальтов, меланефелинитов, оливиновых тефритов (базанитов).

Таблица 14. Серии калиево-натриевых щелочных основных пород

Вулканические	Регион распространения	Субвулканические
Субщелочной базальт, щелочной пикрит, меланефелинит, оливиновый тефрит, тефрит, лейкотефрит, нефелиновый трахибазальт, фонолит	Кузнецкий Алатау	Щелочной пикрит, меланотешенит, лейкотешенит, нефелин-анальцимовый сиенит, Щелочной пикрит, тешенит, анальцимовый эссексит, анальцимовый сиенит
Субщелочной оливиновый базальт, щелочной пикрит, нефелинит, оливиновый тефрит, нефелиновый трахибазальт	Восточное Забайкалье	Щелочной пикрит, анальцимовый долерит, тешенит, анальцимовый сиенит Анальцимовый долерит, тешенит, анальцимовый сиенит
Субщелочной оливиновый базальт, меланефелинит, оливиновый тефрит, нефелиновый трахибазальт	МНР	Щелочной пикрит, анальцимовый долерит, тешенит, анальцимовый сиенит
Щелочной пикрит, щелочной долерит, нефелинит, содалитовый трахибазальт, содалитовый фонолит	ЧССР	Анальцимовый долерит, тешенит, нефелин-анальцимовый эссексит
Щелочной пикрит, тефрит, нефелиновый трахибазальт	То же	Субщелочное габбро, тешенит, анальцимовый сиенит

Таблица 14 (окончание)

Регион распространения	Интрузивные	Регион распространения
Кузнецкий Алатау	Субщелочное габбро, тералит, лейкотералит, эссексит, ийолит, уртит, полевошпатовый уртит, фойяит	Кузнецкий Алатау
Закавказье	Пироксенит, субщелочное габбро, тералит, ийолит, полевошпатовый ийолит, уртит, фойяит	Восточное Забайкалье
Восточное Забайкалье	Пироксенит, субщелочное габбро, эссексит, фойяит	Карелия
Северо-Восток СССР ЧССР	Субщелочное габбро, тералит, мельтейгит, ийолит, уртит, полевошпатовый уртит, фойяит	Кольский полуостров
Португалия	Субщелочное габбро, тералит, ийолит-уртит, фойяит	МНР
Австралия	Субщелочное габбро, тералит, эссексит, фойяит	ЧССР

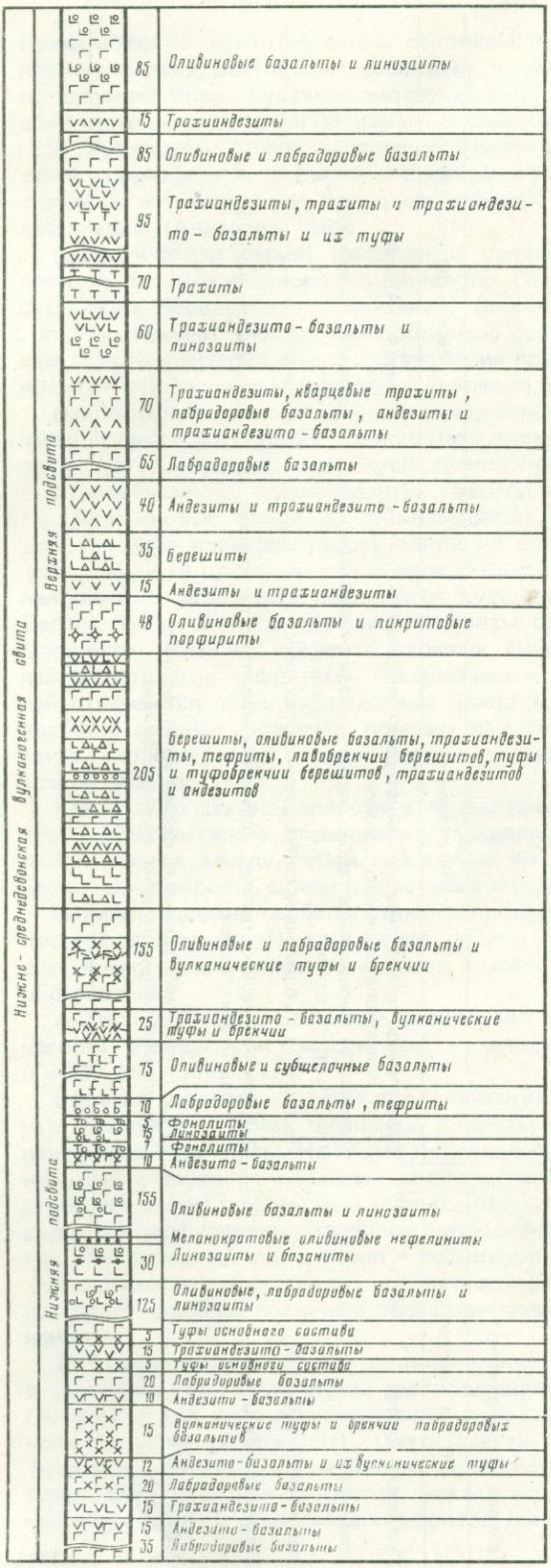


Рис. 27. Стратиграфический разрез вулканогенной свиты в районе р. Урюп (по Л.С. Бородину и В.С. Гладких, 1967)

Плагиоклаз присутствует во всех породах серий за исключением щелочного пикрита и фонолита. В субщелочных базальтах и тефритах его состав отвечает лабрадору и битовниту, в фельдшпатоидных трахибазальтах — андезину, реже олигоклазу. Щелочной полевой шпат (микроклин или ортоклаз) — главный минерал фонолитов. Фельдшпатоиды (нефелин, содалит, гаюин) — характерные породообразующие минералы щелочных базальтоидов; в субщелочных базальтах и щелочных пикритах их очень мало (до 10%) или они совсем отсутствуют. Сквозными акцессорными минералами пород вулканических серий являются апатит и титаномагнетит. Количественные соотношения породообразующих минералов как в основной массе, так и во вкрапленниках, могут меняться в пределах одной породы с образованием лейко- и меланократовых разновидностей.

Соотношения субщелочных и щелочных серий в пределах единых провинций неодинаковы. В Кузнецком Алатау, Восточном Забайкалье и на территории МНР преобладают субщелочные серии, на территории ЧССР — щелочные. Щелочные серии, как правило, полно дифференцированы. В них почти всегда, помимо основных щелочных пород (щелочных базальтоидов), присутствуют ультраосновные щелочные (щелочные пикриты и фоидиты) и средние щелочные (фонолиты) породы.

Почти для всех щелочнобазальтоидных серий характерно наличие лейкократовых разновидностей. Наиболее отчетливо последние проявлены в Кузнецком Алатау и Восточном Забайкалье, где они являются преобладающей разновидностью тефритов. Весьма существенно, что среди субщелочных габброидов и фоидитов здесь также преобладают лейкократовые породы (лейкогаббро, уртиты).

В составе некоторых щелочнобазальтоидных серий присутствуют также и меланократовые разновидности пород — щелочные пикриты,

оливиновые мелатефриты (базаниты), оливиновые меланефелиниты, но они, как правило, играют второстепенную роль.

В целом для вулканических калиево-натриевых щелочных основных серий наиболее характерны: 1) тесная пространственная и генетическая связь с субщелочными основными породами; 2) преобладание в составе серий ранних по времени образования субщелочных основных пород; 3) ограниченное развитие щелочных базальтоидов и особенно фоидитов и фонолитов; 4) близость минерального состава всех членов серий при наличии сквозных породообразующих минералов — пироксена (титанистого фассаита) и фельдшпатоидов (в основном нефелина).

ЩЕЛОЧНОЙ ДОЛЕРИТ, ТЕШЕНИТ, АНАЛЬЦИМОВЫЙ СИЕНИТ

Субвулканические серии щелочных основных пород встречаются реже, чем вулканические, однако в некоторых провинциях они развиты довольно широко, нередко в тесной ассоциации с вулканическими и интрузивными комагматическими породами. Щелочные основные породы субвулканических серий, слагают, как правило, небольшие гипабиссальные тела — силлы, штоки, дайки, межпластовые интрузивы. Вмещающими породами для них чаще всего служат осадочные, осадочно-метаморфические или вулканические образования (глинистые сланцы, мергели, песчаники, субщелочные базальты, трахиандезиты, анальцимовые шошониты и др.). Известны субвулканические серии различного возраста — палеозойские (девон, пермь), мезозойские (мел, юра, триас), кайнозойские (олигоцен).

Субвулканические щелочные основные серии, как правило, полно дифференцированы. Нередко они встречаются совместно с субвулканическими субщелочными сериями, но чаще пространственно с ними разобщены.

Формирование субвулканических щелочных серий происходит либо в условиях консолидированных субплатформенных (постскладчатых) структур (Минусинский межгорный прогиб в Кузнецком Алатау, Боргойская и Гусиноозерская впадины в Забайкалье, Баррандов прогиб в Чехословакии), либо в пределах жестких глыб (Омолонская, и Колымская на Северо-Востоке СССР, Грузинская на Северном Кавказе). Почти во всех случаях они приурочены к крупным долгоживущим разломам во внутренних частях структур или по их периферии.

Субвулканические щелочные основные серии различных регионов довольно однотипны. Близок и их минеральный состав, меняющийся в процессе эволюции расплава. Процесс дифференциации, сопровождающий становление щелочного основного расплава, рассмотрен в литературе на классических примерах тешенитовых силлов Лугара (Шотландия), Ганнеда (Новый Южный Уэльс) и о-ва Шайант (Тернер, Ферхуген, 1961). Подобный ход дифференциации имел место при формировании тешенитовых силлов Кузнецкого Алатау, Закавказья и Северо-Востока СССР (табл. 15). Во всех случаях, как и в классических тешенитовых силлах, процесс кристаллизации начинался с образования меланократовых пород, обогащенных оливином (щелочных пикритов и долеритов), содержание которого в последующих дифференциатах снижалось вплоть до полного исчезновения. В то же время роль пироксена и салических минералов (анальцима) к концу процесса заметно возрастала.

В Кузнецком Алатау силл тешенита, расположенный в пределах антиклинального поднятия, имеет неправильную (близкую к линзовидной) форму и небольшие размеры. Здесь снизу вверх отчетливо прослеживается смена меланократовых разновидностей с оливином (щелочной пикрит), меланотешенитом, тешенитом, лейкотешенитом и анальцимовым сиенитом. Последний является конечным продуктом дифференциации расплава и представлен тонкими секущими жилками.

В Закавказье (район г. Курсеби) одно из многочисленных тешенитовых тел представлено межпластовой интрузивной залежью в крыльях синклинальной складки среди меловых пород (мергели, туфогенные известняки, кремнистые сланцы). Силл сложен анальцимовым долеритом, баркевикит-авгитовым тешенитом, иногда с нефелином и биотитом и баркевикитовым лейкократовым тешенитом. Небольшие прожилки в тешенитах выполнены анальцимовым сиенитом. Все породы в пределах силла близки между собой по минеральному составу.

В Омолонском районе (Северо-Восток СССР) тешенитовые тела (преимущественно силлы) имеют небольшие размеры и залегают среди осадочных или вулканических пород (известняки, глинистые сланцы, песчаники, базальты). Нижние части тел сло-

Таблица 15. Направление дифференциации тешенитовых силлов Кузнецкого Алатау (I), Закавказья (II), Северо-Востока (III)

I	II	III
Анальцимовый сиенит K-Na-Fsp+Anc+Ne+Aeg-Aug+Brc K-Na-Fsp>Anc>Ne≫Px,Am	**Анальцимовый сиенит** K-Na-Fsp+Anc±Ne±Pl(Ab)+Aeg-Aug,Aug±Am±Bt K-Na-Fsp>Anc≫Ne	**Анальцимовый сиенит** K-Na-Fsp+Anc±Am±Bt K-Na-Fsp≫Anc≫Am
↑	↑	↑
Лейкотешенит Brc+Aeg-Aug+Anc+K-Na-Fsp+Pl(And,Lab)±Ne Am>Px<Anc≈K-Na-Fsp≫Pl	**Анальцимовый эссексит** Brc±Aug±Bt+Pl(And)+Anc Am≈Pl≈K-Na-Fsp>Anc	**Анальцимовый эссексит** Brc±Bt+Pl(And,Olg)+K-Na-Fsp+Anc Am<Pl≈K-Na-Fsp>Anc
↑	↑	↑
Тешенит ti-Aug*+Brc+Pl(Lab)+Anc+K-Na-Fsp+Ne Px>Pl≈Anc≫K-Na-Fsp	**Лейкотешенит** Brc+ti-Aug(Aeg-Aug)+Anc+Pl(And,Lab)±K-Na-Fsp±Ne Am>Px<Anc≈Pl> K-Na-Fsp≫Ne	**Тешенит** ti-Aug+Brc±Bt+Pl(Lab,And)+K-Na-Fsp Px,Am≈Pl≈Anc>K-Na-Fsp
↑	↑	↑
Меланотешенит ti-Aug±Brc+Pl(Lab,Bit)+Anc±K-Na-Fsp Px≫Pl≫Anc	**Тешенит** ti-Aug+Brc±Ol+Pl(Lab)+Anc±Na Px>Am>Ol≈Pl>Anc>Ne	**Субщелочной долерит** ti-Aug+Pl(Bit,Lab)±Anc Px≫Pl≫Ol≫Anc
↑	↑	
Щелочной пикрит ti-Aug+Ol±Aug Ol≫Px≫Anc	**Меланотешенит** ti-Aug+Brc+Ol+Pl(Bit,An)+Anc Px>Am>Ol≫Pl≫Anc	
	↑	
	Щелочной пикрит ti-Aug+Ol±Anc Ol≫Px≈Pl	

* ti-Aug отвечает составу фассаита.

жены меланократовыми существенно пироксеновыми (фассаитовыми) породами иногда с оливином. Плагиоклаз в них представлен битовнитом, анортитом; анальцима немного. По направлению к кровле тел породы обогащаются салическими минералами (плагиоклазом, анальцимом), в них появляется немного нефелина, а вокруг лабрадора образуется кайма андезина; пироксен (титанистый фассаит) обрастает каймой амфибола (беркевикита). Ближе к кровле (в лейкократовых тешенитах) главным цветным минералом становится амфибол (баркевикит), фассаит обрастает эгирин-авгитом, а андезин – калиевым полевым шпатом. Одновременно увеличивается количество (до 20–30%) анальцима и появляются самостоятельные выделения ортоклаза. Обычно в таких тешенитовых телах обнаруживаются тонкие прожилки анальцимового сиенита, состоящего из калиево-натриевого полевого шпата и анальцима.

В Западном Прибайкалье много общего с вышеописанными тешенитовыми телами имеет и Тамчинский силл, где также отчетливо наблюдается сложная картина кристаллизации щелочной основной магмы (Белов, 1963). Силл сложен лейкократовым долеритом, лейкократовым тешенитом (гленмуиритом), анальцимовым сиенитом. В отличие от вышерассмотренных тешенитовых тел, в тамчинских тешенитах наряду с пироксеном (титанистым фассаитом) заметную роль играет биотит. Кроме того, в строении силла принимают участие эффузивные породы – анальцитовые порфировидные трахибазальты и витрофировые анальцимсодержащие трахибазальты. С этими породами анальцимовые лейкократовые долериты связаны постепенными переходами. Пироксен-биотитовые и биотит-пироксеновые лейкотешениты, в свою очередь, имеют постепенные переходы с лейкодолеритами. Анальцимовый сиенит (самый поздний продукт дифференциации) выполняет прожилки, пересекающие тешениты. Он состоит из щелочного полевого шпата (альбит-олигоклаза), анальцима, биотита, титаномагнетита и апатита. Характерная особенность силла–преобладание лейкократовых пород.

В районе р. Колымы (Северо-Восток СССР) тешениты и сопутствующие им анальцимсодержащие породы слагают ряд своеобразных по форме пластовых тел и жил, прорывающих палеозойские известняки и сланцы. Любопытно строение самих тел. В центральных их частях тешениты обогащены анальцимом, а в нижних – оливином и пироксеном. Колымские тешениты, как подчеркивает Б.М. Куплетский (1937), внешне и по составу очень близки к тешениту из окрестностей г. Курсеби. Это также крупнозернистые породы офитовой структуры с анальцимом, плагиоклазом, фассаитом, оливином и псевдоморфозами по нему. Весьма характерно, что известняки и сланцы вблизи тешенитовых тел не обнаруживают никаких существенных изменений.

В Чехословакии тешениты известны в пределах Чешского Среднегорья (Баррандова структура) и в Бескидах.

В **Баррандовом прогибе**, сложенном лавами палеозойской "диабазовой" формации, распространены дайки и силлы щелочных основных пород, среди которых развиты тешениты, ассоциирующие с субщелочными базальтами. Их пересекают жилы камптонитов и анальцимовых сиенитов.

По минеральному составу и химизму породы составляют единую эволюционную субвулканическую серию, возникшую в процессе дифференциации щелочной основной магмы in situ и представленную щелочным пикритом, анальцимсодержащим долеритом, тешенитом и анальцимовым сиенитом. Сквозным минералом в них является клинопироксен, состав которого меняется от титанистого фассаита в ранних дифференциатах до эгирин-авгита и эгирина в анальцимовых сиенитах. Плагиоклаз в тешенитах – лабрадор до битовнита; в других членах встречается также андезин, образующий кайму вокруг лабрадора. В свою очередь андезит окружен щелочным полевым шпатом. В анальцимовых сиенитах главный светлый минерал – щелочной полевой шпат, но присутствует также альбит-олигоклаз. Оливин обнаружен лишь в ранних дифференциатах. Акцессорными минералами пород тешенитовой субвулканической серии являются титаномагнетит, ильменит, апатит. Из второстепенных минералов во всех породах присутствуют амфибол, биотит, хлорит.

В **Бескидах** многочисленные силлы тешенитов образуют субширотную зону. Б. Шмид (Krs, Smid, 1979) различает в тешенитовой ассоциации три обособленные группы пород – мончикитовую, тешенитовую и пикрит-диабазовую. Среди тешенитовой группы он выделяет щелочные пикриты, тешенит-пироксениты, мезо- и лейкократовые тешениты, анальцимовые эссекситы, анальцимовые сиениты и щелочные сиениты. Тешениты Бескид сложены пироксеном (салит и фассаит), плагиоклазом и анальцимом, иногда

присутствуют амфибол (керсутит), биотит, щелочной полевой шпат. Сквозными минералами щелочных основных пород субвулканических серий данного региона являются клинопироксен (титанистый фассаит), анальцим, титаномагнетит, апатит. В щелочном пикрите и щелочном долерите, кроме пироксена (титанистого фассаита), присутствуют оливин, иногда баркевикит и биотит. В долерите, в отличие от щелочного пикрита, нет стекловатого базиса, появляются плагиоклаз (лабрадор), анальцим, редко щелочной полевой шпат. Тешенит по составу близок к долериту, но в нем резко возрастает содержание анальцима (до 40%). По соотношению главных породообразующих минералов выделяются лейко- и меланократовые тешениты. Последние являются переходной породой к долериту и пикриту и иногда содержат до 5% оливина. В анальцимовом эссексите наряду с плагиоклазом (андезином) содержится щелочной полевой шпат (чаще ортоклаз), из цветных минералов преобладает баркевикит. Анальцимовый сиенит — преимущественно лейкократовая порода, состоящая в основном из щелочного полевого шпата и анальцима; пироксена мало и состав его отвечает эгирин-авгиту.

Из приведенных примеров отчетливо видно, что при формировании субвулканических серий щелочных основных пород, слагающих силлы, направление хода дифференциации исходного магматического расплава во всех случаях остается практически постоянным. Процесс начинается образованием меланократовых членов (существенно оливин-пироксеновых), а заканчивается кристаллизацией существенно лейкократовых (анальцим-полевошпатовых) пород, представленных исключительно мелкими прожилками.

СУБЩЕЛОЧНОЕ ГАББРО, ТЕРАЛИТ, УРТИТ, ФОЙЯИТ

Интрузивные серии щелочных основных пород имеют меньшее распространение, чем эффузивные и субвулканические. Присутствие одновременно всех членов естественных серий, отражающих дифференциацию расплава (субщелочное габбро, тералит, эссексит, уртит, ийолит, фойяит), отмечается достаточно редко. В некоторых петрографических провинциях щелочным интрузивным сериям сопутствуют комагматичные субщелочные серии, близкие по времени образования и генетически с ними связанные.

Особенности геологического положения и петрографического состава наиболее типичных щелочных интрузивных серий рассмотрены на примере некоторых щелочных петрографических провинций Советского Союза.

Кузнецкий Алатау — классическая провинция, где широко проявлен палеозойский щелочной основной магматизм (вулканический, субвулканический и интрузивный). Здесь известны десятки массивов щелочных пород разного состава, почти всегда ассоциирующих с субщелочными габброидами. Все массивы этой складчато-глыбовой области салаирид формировались при различном геодинамическом режиме. Одни из них образовались в относительно спокойных условиях в пределах стабильных блоков, другие — в подвижных межблоковых зонах. Различные условия влияли на характер дифференциации магматического расплава, в связи с чем возникали то полнодифференцированные интрузивные серии щелочных основных пород, то сокращенные серии с ограниченным числом членов.

Так, в массивах, приуроченных к опущенным блокам, возникали полнодифференцированные серии, представленные субщелочным габбро, тералитом, эссекситом, уртитом, ийолитом, фойяитом. Преобладающими породами серий здесь являются субщелочные габбро и уртиты. Фойяиты же слагают мелкие поздние дайки. В приподнятых блоках серия щелочных основных пород представлена субщелочным габбро, эссекситом и фойяитом. Фойяиты преобладают и слагают самостоятельные довольно крупные тела. В массивах межблоковых подвижных зон со сложной тектоникой присутствуют лишь нефелиновые сиениты — миаскиты, отличающиеся непостоянством состава и текстур. Особое место среди щелочных массивов Кузнецкого Алатау занимает Кия-Шалтырский массив, представляющий собой характерный пример полнодифференцированной серии щелочных основных пород, возникших в пределах опущенного тектонического блока.

Кия-Шалтырский массив имеет довольно сложную форму. Контакты его крутые, согласные с простиранием и падением вмещающих пород — карбонатной и эффузивно-осадочной нижнекембрийских свит. В строении массива принимают участие субщелочное титанавгитовое габбро, тералит, уртит (ийолит-уртит) и фойяит (рис. 28).

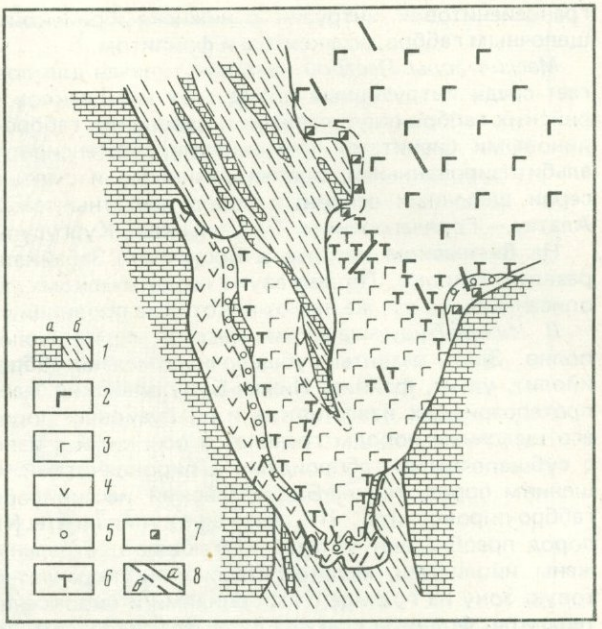


Рис. 28. Схема строения Кия-Шалтырского массива (по А.М. Прусевичу с детализацией Е.Д. Андреевой)

1 — нижнекембрийские известняки (*а*) и плагиоклазовые порфириты (*б*); *2* — лейкократовое трахитоидное субщелочное габбро; *3* — неравномернозернистое субщелочное габбро; *4* — уртит; *5* — плагиоклазовый уртит; *6* — тералит; *7* — ийолит-уртит; *8* — дайки фойяитов (*а*) и ийолит-порфиров (*б*)

Кия-Шалтырский массив образован в три интрузивные фазы. Наиболее раннее субщелочное габбро (I фаза) слагает бо́льшую часть массива. Преобладает лейкократовая трахитоидная его разновидность. Субщелочное габбро состоит из плагиоклаза (лабрадора), ксеноморфных выделений пироксена (титанистого фассаита) и иногда оливина с постоянной акцессорной примесью титаномагнетита и апатита. Вблизи контакта с вмещающими породами габбро приобретает мелкозернистую, иногда пегматоидную, полосчатую или такситовую структуру с чередованием мелано- и мезократовых участков. Среди габбро встречаются также обособления пироксенитов и плагиоклазитов.

Позднее вдоль контакта габбро с вмещающей эффузивно-осадочной толщей внедрились уртиты и образовались мелкие тела ийолит-уртитов и микроийолитов (II фаза). Уртиты слагают линзообразное тело, залегающее согласно с простиранием вмещающих пород при очень крутом положении контактов. Это крупнозернистая довольно свежая лейкократовая порода с отчетливо выраженным идиоморфизмом нефелина по отношению к титанистому фассаиту. Лишь вблизи контактов облик и состав уртита меняется. Он становится пятнистым, неравномернозернистым, иногда полосчатым, в нем увеличивается содержание пироксена, появляется плагиоклаз. В непосредственной близости к габбро образовалась зона меланократовых нефелин-пироксеновых пород с повышенным содержанием титаномагнетита и апатита, отвечающих по составу ийолиту и мельтейгиту. На границе с известняками в уртитах появляются кальцит и титанит, нефелин замещается канкринитом, а пироксен — агрегатом хлорита, амфибола, магнетита. Порода становится полосчатой, такситовой, пятнистой с чередованием мелкозернистых меланократовых (существенно пироксеновых) участков с крупнозернистыми светлыми (нефелин-кальцитовыми).

С внедрением уртитов связан процесс нефелинизации, получивший довольно широкое развитие в зонах их контакта с габброидами. Здесь образовалась контактово-реакционная зона с ийолитами и плагиоклазовыми уртитами в эндоконтакте и тералитами в экзоконтакте. Ийолит-уртиты, контактирующие с известняками или габбро, отличаются от уртитов порфировидным сложением и более высоким содержанием пироксена.

На заключительном этапе щелочного магматизма (после внедрения уртитов и ийолит-уртитов) поступала значительно меньшая порция нефелин-сиенитового расплава, приведшая к образованию фойяитов (III фаза). Небольшие дайкообразные тела последних с четкими крутыми контактами простираются в том же направлении, что и более ранние габбро и уртиты. Их больше в поле габброидов и особенно в пределах зон трещиноватости. В уртитах фойяиты образуют малочисленные и довольно мелкие жилы; встречаются они среди ийолит-уртитов и во вмещающих порфиритах. Фойяиты сложены микроклинпертитом, нефелином и эгирин-авгитом. Присутствуют циркон, ловенит, титанит, апатит, титаномагнетит, иногда сульфиды.

Булан-Кульский дифференцированный интрузив является примером массивов, приуроченных к приподнятым блокам. Он залегает на контакте верхнекембрийской

граносиенитовой интрузии с нижнекембрийской карбонатной толщей и сложен субщелочным габбро, эссекситом и фойяитом.

Массив горы Пестрой наиболее типичен для подвижных межблоковых зон. Он залегает среди интрузивных пород трех комплексов — гранитов протерозоя, верхнекембрийских габбро-пироксенитов и девонских габбро-сиенитов и сложен в основном нефелиновыми сиенитами (миаскитами), интенсивно разгнейсованными, местами сильно альбитизированными, брекчированными и смятыми в мелкие складки. Интрузивные серии щелочных основных пород известны также и в других массивах Кузнецкого Алатау — Горячегорском, Тулуюльском, Кургусульском.

На **Витимском нагорье** в Восточном Забайкалье серии щелочных основных пород развиты широко. По составу и геологическому положению они очень близки к вышеописанным, но все же имеют некоторые провинциальные особенности.

В Нижне-Бурульзайском массиве серия щелочных пород представлена наиболее полно. Здесь развиты субщелочные меланогаббро и пироксенит, а также мельтейгит, ийолит, уртит, фойяит. Нижне-Бурульзайский массив (рис. 29) залегает среди верхнепротерозойских известняков и интрузивных пород икатского комплекса. Слагающие его щелочные породы граничат в основном с известняками, а на отдельных участках с субщелочными габброидами и пироксенитами. Судя по геологическим взаимоотношениям пород, Нижне-Бурульзайский массив формировался в три интрузивные фазы: габбро-пироксениты (I), уртиты-якупирангиты (II) и фойяиты (III). Из щелочных пород преобладают уртиты, слагающие центральную часть массива. Они как бы окружены ийолитами, мельтейгитами и якупирангитами. Последние слагают эндоконтактовую зону на границе с габброидами и пироксенитами; в экзоконтакте присутствуют тералиты. Фойяиты слагают лишь редкие маломощные жилы среди уртитов и ийолитов. Для данного массива характерно присутствие генетически чуждых щелочным породам гранитоидов гуджирского комплекса, пересекающих все породы массива в виде многочисленных разветвленных даек. Отмечается довольно интенсивное изменение интрузивных пород. Так, амфиболизация, эпидотизация, нефелинизация наложены на пироксениты и габбро. Гранатизация, канкринитизация, частично калишпатизация фиксируются в нефелин-пироксеновых породах. Мусковитизация, по-видимому, связана с лейкократовыми гранитами.

Сайженский многофазный сложнопостроенный массив является не менее представительным. Интрузивная серия щелочных основных пород здесь представлена довольно полно. Наиболее ранними ее членами являются субщелочные пироксениты и меланогаббро. Щелочные породы представлены тералитом, лейкотералитом, ийолитом, уртитом, тесно перемежающимися между собой в виде полос, ориентированных согласно с простиранием самого массива. В отличие от Нижне-Бурульзайского массива, фойяиты здесь проявлены в значительных объемах, являясь так же самыми поздними образованиями эволюционной щелочно-габброидной серии.

На территории **Кольско-Карельской провинции** известны щелочно-габброидные массивы, где представлены серии калиево-натриевых щелочных основных пород (Елетьозерский, Гремяха-Вырмес).

В Елетьозерском массиве преобладают субщелочные габброиды, которым подчинены эссекситы и нефелиновые сиениты. Эссекситы тесно ассоциируют с субщелочным ортоклазовым габбро и плагиоклазитом, образуя мелкие линзовидные тела, секущие вмещающие их габброиды. Нефелиновые сиениты (фойяиты) слагают центральную часть массива. Наиболее поздними образованиями в серии щелочных основных пород этого массива являются сиенит-пегматиты, жилы которых рассекают субщелочное габбро и фойяиты.

Массив *Гремяха-Вырмес* более сложный. В его строении принимают участие два комплекса, в каждом из которых имеются самостоятельные серии пород (Кухаренко и др., 1972). В комплексе габбро-пуласкитов установлены три серии: 1) габбро-пуласкитов и габбро-норитов; 2) перидотитов и габбро-анортозитов; 3) перидотитов, пуласкитов, габбро-сиенитов. Щелочной комплекс состоит из следующих двух серий: 1) мельтейгиты, ийолиты, уртиты, ювиты, малиньиты, эгириниты; 2) фойяиты, щелочные сиениты. Наиболее распространенными породами данного комплекса являются мельтейгиты, ийолиты, уртиты, ювиты и малиньиты. Нефелиновые и щелочные сиениты развиты только по периферии массива. На восточном склоне горы Вырмес-Варака встречены тералиты — метасоматические породы, генетически связанные с породами щелочного

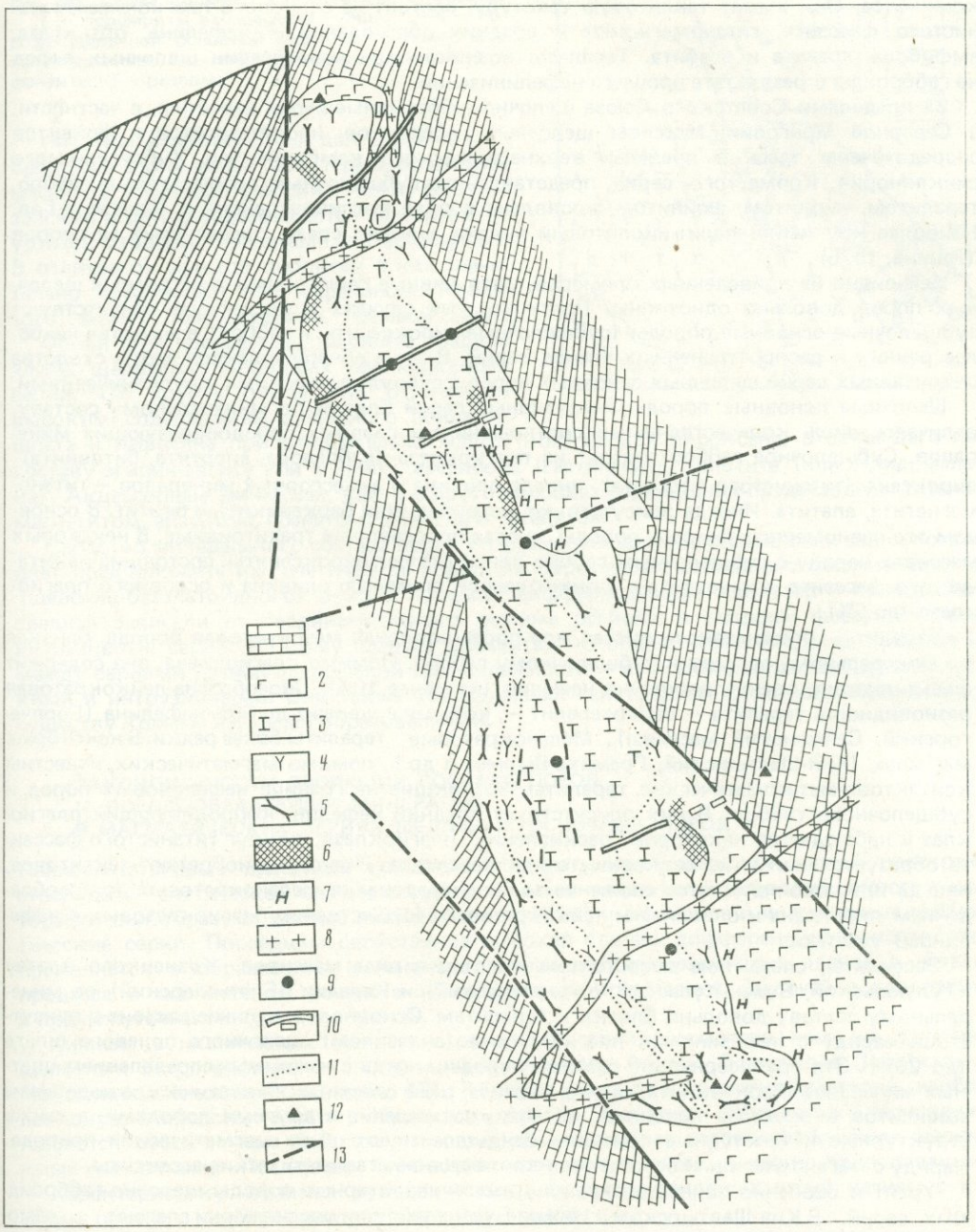


Рис. 29. Схема строения Нижне-Бурульзайского массива (составлена Е.Д. Андреевой с использованием материалов Багдаринской экспедиции)

1 — кристаллические известняки; *2–8* — породы щелочной основной серии: *2* — субщелочное габбро и пироксенит, *3* — уртит и йолит-уртит, *4* — йолит, *5* — якупирангит и мельтейгит, *6* — полевошпатовый йолит, *7* — нефелинизированное габбро (тералит), *8* — поздние жилы лейкократового гранита и граносиенита; *9* — скважины; *10* — канавы; *11* — границы распространения богатых нефелиновых руд; *12* — коренные обнажения; *13* — тектонические нарушения

комплекса. Они имеют такситовую текстуру, состоят из основного плагиоклаза, титанистого фассаита, титаномагнетита и поздних образований — нефелина, ортоклаза, амфибола, граната и альбита. Тералиты возникли при воздействии щелочных пород на габброиды в результате процесса нефелинизации.

За пределами Советского Союза щелочно-габброидные серии известны, в частности, в Северной Монголии. Массивы щелочных габброидов, ийолит-уртитов и фойяитов сосредоточены здесь в пределах верхнерифейского—кембрийского Хубсугульского синклинория. Кроме того, серия, представленная субщелочным ортоклазовым габбро, тералитом, ийолитом, фойяитом, проявлена в ряде массивов района р. Бэлтэсин-Гол. Наиболее крупный тералит-ийолитовый массив залегает среди графитистых мраморов (Яшина, 1975).

Как видно из приведенных примеров, интрузивные серии калиево-натриевых щелочных пород довольно однотипны. Почти во всех случаях в их составе присутствуют субщелочные основные породы (субщелочные пироксениты и габбро) в качестве наиболее ранних и распространенных членов серий. В этом обнаруживаются черты сходства интрузивных серий щелочных основных пород с субвулканическими и вулканическими.

Щелочные основные породы интрузивных серий близки по минеральному составу, отличаясь лишь количественными соотношениями главных породообразующих минералов. Субщелочное габбро состоит из плагиоклаза (лабрадора, анортита, битовнита), пироксена (титанистого фассаита), иногда оливина и акцессорных минералов — титаномагнетита, апатита. Иногда присутствуют керсутит (или баркевикит) и биотит. В основном это равномернозернистые породы, иногда полосчатые и трахитоидные. В некоторых массивах наряду с субщелочным габбро присутствуют пироксениты, состоящие из титанистого фассаита и керсутита с незначительной примесью оливина и основного плагиоклаза (до 5%).

Тералит — равномернозернистая или порфировидная мезократовая порода, близкая по минеральному составу к субщелочному габбро. Помимо плагиоклаза, она содержит фельдшпатоид, преимущественно нефелин (не менее 10%). Своеобразна лейкократовая разновидность тералита — лейкотералит —, которая содержит до 60% нефелина (Горячегорский, Сайженский массивы). Меланократовые тералиты более редки. В некоторых массивах (Кия-Шалтырский, Гремяха-Вырмес и др.), помимо магматических, известны контактово-метасоматические тералиты, возникшие на границе нефелиновых пород и субщелочного габбро. В них присутствует поздний нефелин, корродирующий плагиоклаз и наблюдается некоторое "раскисление" плагиоклаза; вокруг титанистого фассаита образуется кайма из баркевикита или керсутита. Породы приобретают такситовое, иногда шлирово-полосчатое сложение за счет чередования меланократовых (с преобладанием пироксена и оливина) и лейкократовых (существенно плагиоклазовых с нефелином) участков.

Эссекситы, слагающие самостоятельные тела в ряде массивов Кузнецкого Алатау (Тулуюльский, Булан-Кульский, Кургусульский) и Карелии (Елетьозерский) по минеральному составу довольно близки к тералитам. Основное их отличие состоит в присутствии наряду с нефелином и плагиоклазом (андезином) щелочного полевого шпата (до 20%). Это грубозернистые светлые породы иногда с кучным распределением цветных минералов (баркевикита, авгита, биотита, реже оливина). Геологическое положение эссекситов в пределах массивов, их взаимоотношение с другими породами, а также структурные и текстурные признаки свидетельствуют об их магматической природе. Наряду с магматическими встречаются контактово-метасоматические эссекситы.

Уртит и особенно полевошпатовый уртит — характерные породы щелочно-габброидных серий. В Кия-Шалтырском и Нижне-Бурульзайском массивах они слагают самостоятельные тела, образовавшиеся после субщелочных габбро и тералитов, но до фойяитов. По минеральному составу уртиты довольно однородны. Они характеризуются исключительно высоким содержанием нефелина (до 80—90%) при резко подчиненной роли пироксена (титанистого фассаита) и нередко содержат полевой шпат. В качестве акцессорных минералов в них постоянно присутствуют титаномагнетит, апатит, реже сульфиды, гранат.

Полевошпатовые уртиты развиты в Тулуюльском, Петропавловском, Горячегорском массивах (рис. 30) и в массиве Гремяха-Вырмес. Полевые шпаты в них представлены либо плагиоклазом (лабрадором или битовнитом), либо щелочным полевым шпатом, либо тем и другим. Количество их не превышает 10%.

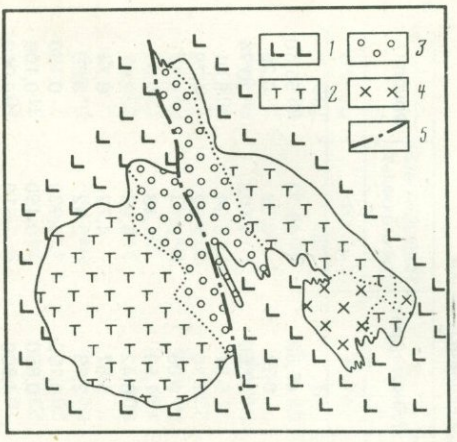


Рис. 30. Схема строения Горячегорского массива
1 — порфириты вмещающей толщи; *2–4* — породы щелочной основной серии: *2* — тералиты и лейкотералиты, *3* — полевошпатовые уртиты, *4* — фойяиты; *5* — разлом

Ийолиты и мельтейгиты для щелочно-габброидных серий менее характерны. Во многих массивах (Кия-Шалтырский, Нижне-Бурульзайский и др.) они развиваются на контактах уртитов с габбро, тералитами или мраморами. В отличие от уртитов пироксен в них значительно преобладает над нефелином. Кроме того, может присутствовать полевой шпат.

Фойяиты — постоянные, наиболее поздние члены щелочно-габброидных эволюционных серий. От других пород они отличаются высоким содержанием щелочного полевого шпата и нефелина при относительно малых количествах пироксена, отвечающего по составу эгирин-авгиту или эгирину, амфибола (гастингсита), биотита (или лепидомелана). Акцессорные минералы, как и в других породах серии, в них представлены титаномагнетитом, апатитом, гранатом, а иногда и титанитом.

Сходство минерального состава пород интрузивных щелочных основных серий позволяет предположить их генетическое родство и образование из единого магматического (щелочно-базальтоидного) очага в процессе дифференциации. Характер и полнота последней зависели от геодинамического режима региона, в котором формировались интрузивные серии. К этому следует добавить, что общие черты сходства имеются и между сериями разной фациальной принадлежности — вулканическими, субвулканическими и интрузивными. Они также обнаруживают генетическое родство и являются по существу комагматичными образованиями.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА ПОРОД И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЯХ ЩЕЛОЧНЫХ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Калиево-натриевые щелочные основные породы характеризуются тесной пространственной и генетической связью с субщелочными основными породами, вместе с которыми они образуют единые вулканические, субвулканические и интрузивные магматические серии. Последним свойственна высокая степень дифференцированности, что проявляется в образовании меланократовых низкокремнеземистых членов в начале процесса и постепенном возрастании содержаний кремнезема, щелочей и глинозема в промежуточных и конечных членах.

Химизм вулканических щелочных основных серий рассмотрен нами на примере щелочных петрографических провинций Кузнецкого Алатау, Восточного Забайкалья, Монголии и Чехословакии (табл. 16). Ранними членами вулканических серий, наиболее широко представленных в Кузнецком Алатау, Восточном Забайкалье и Монголии, являются субщелочные базальты, ассоциирующие с менее распространенными щелочными пикритами. Последние характерны для вулканических серий Чехословакии.

Характеристику химизма вулканических щелочных основных серий начнем с их самых ранних и наиболее распространенных членов.

Так, субщелочные оливиновые базальты во всех рассматриваемых провинциях довольно близки по составу. По главным химическим показателям (SiO_2, $Na_2O + K_2O$) они располагаются на классификационной диаграмме (Классификация..., 1981) в поле субщелочных основных пород. Все они принадлежат к калиево-натриевым породам (Na_2O/K_2O от 2 до 4). Некоторые отличия есть лишь у субщелочных оливиновых базальтов Кузнецкого Алатау, в которых заметно больше глинозема и кальция, что вообще характерно для всех щелочных основных пород этой провинции, меньше магния и в общей сумме железа постоянно преобладает его закисная форма. Всем субщелочным оливиновым базальтам свойственно присутствие одинаковых летучих компонентов (Cl, F, CO_2, P_2O_5, S).

Таблица 16. Химический состав (в вес.%) и содержание микроэлементов (в г/т) пород вулканических щелочных основных серий

Компоненты	Субщелочной базальт	Щелочной пикрит	Меланефелинит	Нефелинит	Оливиновый тефрит	Тефрит	Лейкотефрит	Нефелиновый трахибазальт	Фонолит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	46,85	41,07	40,44	40,94	42,04	44,31	45,88	49,23	56,40
TiO_2	1,44	1,25	3,19	1,21	0,92	1,30	0,71	0,89	0,26
Al_2O_3	18,09	11,98	9,01	17,80	15,93	19,74	22,50	18,28	20,74
Fe_2O_3	6,96	6,47	7,61	6,70	5,66	6,28	5,51	6,04	5,01
FeO	4,26	3,76	7,17	4,95	5,88	5,32	1,70	2,52	1,78
MnO	0,12	0,14	0,08	0,18	0,12	0,22	0,08	0,14	0,12
MgO	5,42	20,36	12,11	4,89	8,95	3,21	1,59	1,48	0,91
CaO	9,68	11,31	14,34	12,77	14,49	10,64	6,42	5,98	2,61
Na_2O	3,87	1,46	1,70	6,18	4,40	3,57	5,87	4,72	6,74
K_2O	0,91	0,32	1,00	1,80	1,43	1,70	2,73	2,92	3,60
P_2O_5	0,230	0,380	0,870	0,820	0,160	0,630	0,190	0,930	0,180
H_2O^-	1,110	0,100	0,300	0,320	Не опр.	0,630	0,850	0,450	0,100
H_2O^+	1,250	0,910	1,900	1,790	"	2,550	4,600	3,510	0,960
CO_2	0,500	0,310	0,610	0,820	"	1,000	2,930	1,600	0,600
F	0,037	0,040	0,069	0,071	"	0,053	0,041	0,044	0,041
Cl	0,030	Не опр.	0,040	0,030	"	Не обн.	0,030	0,040	0,050
S	0,060	"	0,030	0,150	"	0,020	0,020	0,060	0,030
Li	40	"	18	19	"	60	30	50	5
Rb	100	"	20	20	"	22	61	52	109
Cs	3	"	6	9	"	2	8	7	1
Sr	680	1000	1700	1700	"	3000	1300	1900	119
Ba	280	1000	830	830	"	1300	1300	1260	171
Zr	110	7	100	200	66	200	200	300	280
Nb	8	11	24	25	22	25	24	21	34
Ta	1	Не опр.	1	1	Не опр.	1	1	1	1
Ni	29	10	30	36	"	6	4	6	4
Co	33	20	29	30	"	23	7	8	1
Cr	80	30	24	30	"	1	3	5	4
V	190	30	8	9	"	20	0	20	0
Cu	80	30	80	80	"	30	8	80	10
Zn	50	50	0	0	"	50	50	80	80
Pb	0	30	10	20	"	30	20	20	30
Число анализов	9	2	4	4	5	8	2	2	2

Ан 1–10 – Кузнецкий Алатау, Минусинский межгорный прогиб (по материалам Е.Д. Андреевой; Бородин, Гладких, 1967); 11–14 – Забайкалье, Витимское нагорье (Белов, 1963); 15–18 – МНР, плато Дариганга (Кепежинскас, 1979); 19–26 – ЧССР (по материалам Е.Д. Андреевой; Forgač, 1970).

Таблица 16 (продолжение)

Компоненты	Субщелочной оливиновый базальт	Щелочной пикрит	Нефелинит	Оливиновый тефрит	Нефелиновый трахибазальт	Субщелочной оливиновый базальт	Меланефелинит	Оливиновый тефрит	Нефелиновый трахибазальт
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	48,65	41,96	42,27	45,45	46,73	47,90	42,05	45,80	46,45
TiO_2	1,93	1,89	2,56	2,44	2,59	2,60	3,48	2,60	2,50
Al_2O_3	13,90	15,08	13,45	13,75	15,88	13,60	11,80	13,95	12,39
Fe_2O_3	2,56	7,43	4,50	5,30	3,53	4,10	6,00	3,14	4,12
FeO	8,69	4,57	10,70	7,15	8,54	6,70	7,36	8,53	7,57
MnO	0,20	0,20	0,20	0,16	0,15	0,19	0,23	0,22	0,22
MgO	8,70	5,30	8,33	7,86	7,41	8,50	10,00	8,16	9,31
CaO	8,80	11,83	10,28	7,64	8,00	8,75	11,92	10,11	8,98
Na_2O	3,35	2,96	4,25	5,01	4,42	3,42	3,51	3,88	4,36
K_2O	1,29	1,32	1,82	2,60	2,12	1,84	1,45	1,99	1,94
P_2O_5	0,400	2,400	1,240	1,44	0,440	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H_2O^-	0,260	1,910	Не опр.	Не опр.	0,070	"	"	"	"
H_2O^+	0,820	3,440	0,820	0,83	2,350	"	"	"	"
CO_2	0,350	Не опр.	0,170	Не опр.	1,230	"	"	"	"
F	0,051	"	0,062	0,057	0,051	"	"	"	"
Cl	0,020	"	0,020	0,020	0,030	"	"	"	"
S	0,010	"	0,010	0,010	0,110	"	"	"	"
Li	6	"	19	9	37	10	10	9	10
Rb	20	"	45	4	17	37	23	24	31
Cs	2	"	2	2	2	3	26	4	2
Sr	580	"	1720	782	730	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Ba	270	"	630	630	300	"	"	"	"
Zr	200	"	300	239	300	211	500	319	520
Nb	24	"	57	50	90	140	180	109	130
Ta	1	"	1	Не опр.	6	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Ni	190	"	170	164	30	183	235	230	175
Co	47	"	73	74	0,9	63	71	64	45
Cr	225	"	820	224	50	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
V	69	"	490	268	180	"	"	"	"
Cu	300	"	200	200	80	55	50	60	52
Zn	100	"	200	Не опр.	80	120	170	130	150
Pb	20	"	10	20	10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Число анализов	2	5	3	15	13	3	2	7	5

Таблица 16 (окончание)

Компоненты	Щелочной пикрит	Щелочной долерит	Нефелинит	Содалитовый трахибазальт	Содалитовый фонолит	Щелочной пикрит	Оливиновый тефрит	Нефелиновый трахибазальт
	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	38,10	43,30	39,70	49,59	54,44	42,75	45,01	47,77
TiO_2	3,13	4,02	3,39	1,70	0,30	1,93	2,04	1,80
Al_2O_3	11,70	11,90	12,25	18,23	22,68	14,42	15,68	17,55
Fe_2O_3	5,11	4,54	6,79	3,77	2,69	4,05	4,94	3,82
FeO	9,39	6,89	7,43	2,88	0,27	5,19	6,45	5,35
MnO	0,19	0,13	0,34	0,20	0,27	0,32	0,20	0,47
MgO	10,76	8,75	6,96	1,74	0,05	7,86	7,19	5,38
CaO	12,42	12,50	11,87	8,06	0,17	12,79	10,39	7,79
Na_2O	2,68	2,73	4,49	4,45	9,57	2,51	3,53	5,39
K_2O	0,81	1,19	2,11	4,26	5,99	1,57	2,05	2,50
P_2O_5	0,500	0,090	1,480	0,570	0,130	0,26	1,71	0,55
H_2O^-	0,540	0,260	0,370	1,830	1,260	0,19	0,59	0,42
H_2O^+	4,670	3,010	2,360	2,860	2,250	1,79	1,42	0,84
CO_2	1,240	Не опр.	0,130	0,600	0,510	2,18	0,54	0,11
F	0,170	0,107	0,091	0,040	0,070	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cl	0,030	0,020	0,260	0,360	0,360	"	"	"
S	0,050	0,010	0,050	0,030	0,020	"	"	"
Li	17	5	10	21	20	77	113	53
Rb	33	77	82	201	200	121	87	127
Cs	1	2	2	2	2	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Sr	550	500	1500	823	400	767	705	765
Ba	1160	990	990	270	200	888	667	763
Zr	110	300	500	451	200	245	243	245
Nb	37	40	200	97	21	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Ta	4	1	9	Не опр.	4	"	"	"
Ni	271	120	20	7	7	39	166	55
Co	52	52	30	5	5	23	43	24
Cr	560	480	70	13	10	39	230	86
V	360	450	260	22	20	242	322	178
Cu	200	200	200	20	20	18	16	12
Zn	100	100	200	50	50	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Pb	10	8	20	20	20	10	10	10
Число анализов	2	1	1	1	1	1	4	2

Более заметные отличия имеются в содержании отдельных микроэлементов. Так, например, в субщелочных оливиновых базальтах Кузнецкого Алатау по сравнению с такими же породами других провинций больше стронция и рубидия, причем их содержания примерно в 3 раза превышают соответствующие кларки для базальтовых пород (Turekian, Wedepohl, 1961). Однако никеля и хрома в них содержится значительно меньше. Что же касается субщелочных оливиновых базальтов Монголии, то для них характерны высокие (в 7 раза выше кларка) содержания ниобия. Одновременно во всех провинциях этим породам свойственны исключительно низкие (ниже кларковых) концентрации ванадия.

Пикриты, как уже отмечалось выше, менее характерны для вулканических серий; в некоторых провинциях они вообще отсутствуют. Эти резко недосыщенные кремнеземом породы несколько повышенной щелочности располагаются в поле ультраосновных субщелочных пород. Характерное для них высокое содержание магния сохраняется лишь в породах Кузнецкого Алатау; пикриты же других провинций умеренно магнезиальны. Нефелиниты и (или) меланефелиниты присутствуют в вулканических щелочных основных сериях почти всех рассматриваемых провинций. Это также крайне недосыщенные кремнеземом породы с довольно высоким содержанием щелочей, что определяет их положение на классификационной диаграмме в поле ультраосновных щелочных пород. Нефелиниты и меланефелиниты — калиево-натриевые породы с величиной отношения $Na_2O/K_2O = 1{,}7–3{,}5$.

В химизме нефелинитов рассматриваемых провинций много общего. Для них характерно повышенное (2,5—3,5%) содержание титана. Количество летучих компонентов мало меняется, но все же в нефелинитах Забайкалья и Чехословакии больше фосфора, а в нефелинитах Кузнецкого Алатау — серы.

Микроэлементы в нефелинитах в основном содержатся на уровне кларков. Однако стоит подчеркнуть, что нефелиниты Забайкалья и Чехословакии относительно обогащены ниобием и танталом, а аналогичные породы Монголии содержат повышенные концентрации никеля. В то же время забайкальские нефелиниты несколько обогащены хромом.

Тефриты — наиболее типичные породы вулканических щелочных основных серий. На классификационной диаграмме $SiO_2 – (Na_2O + K_2)$ они располагаются в поле щелочных основных пород. Это преимущественно калиево-натриевые породы с величиной отношения $Na_2O/K_2O = 1{,}5–4$. По химизму тефриты всех рассмотренных провинций очень близки. Но все же есть и некоторые их провинциальные отличия. Так, тефриты Кузнецкого Алатау более высокоглиноземистые. В них относительно больше кальция и окисного железа и меньше титана, чем в тефритах других провинций.

Микроэлементы в тефритах рассмотренных провинций распределены более или менее равномерно. Лишь тефриты Кузнецкого Алатау содержат больше стронция, бария, лития и цезия, а в тефритах Забайкалья, и некоторых районах Монголии и Чехословакии повышены концентрации циркония и ниобия. Такие микроэлементы как никель, кобальт, хром и ванадий в тефритах рассмотренных провинций присутствуют в количествах, близких к кларковым для базальтовых пород.

Нефелиновые (содалитовые) трахибазальты, как и тефриты, располагаются на классификационной диаграмме в поле щелочных основных пород, но по своему составу они приближаются к средним породам, так как в них возрастает содержание кремнезема и щелочей, а количество титана, железа, магния и кальция заметно падает.

Среди летучих компонентов, содержание которых вообще в нефелиновых трахибазальтах невелико, заметна лишь роль CO_2 и то только в некоторых провинциях (Кузнецкий Алатау и Забайкалье).

Фонолиты, как уже отмечалось, резко подчинены в своем распространении всем другим (более ранним) членам вулканических серий. В них еще больше, чем в нефелиновых трахибазальтах, возрастает роль кремнезема и щелочей, что определяет их положение в поле средних щелочных пород. Фонолиты — калиево-натриевые ($Na_2O/K_2O = 1{,}5–2$) высокоглиноземистые породы. Они характеризуются низким содержанием железа особенно его закисной формы и исключительно низкой ролью кальция и особенно магния. Как и в других, более ранних членах серий, летучие компоненты в них присутствуют в незначительных количествах. Стоит отметить лишь чешские содалитовые фонолиты, в которых резко возрастает роль воды, хлора и серы. Что касается микроэлементов, то по сравнению с ранними членами вулканических серий фонолиты заметно обогащены такими элементами, как рубидий, цирконий, тантал и ниобий.

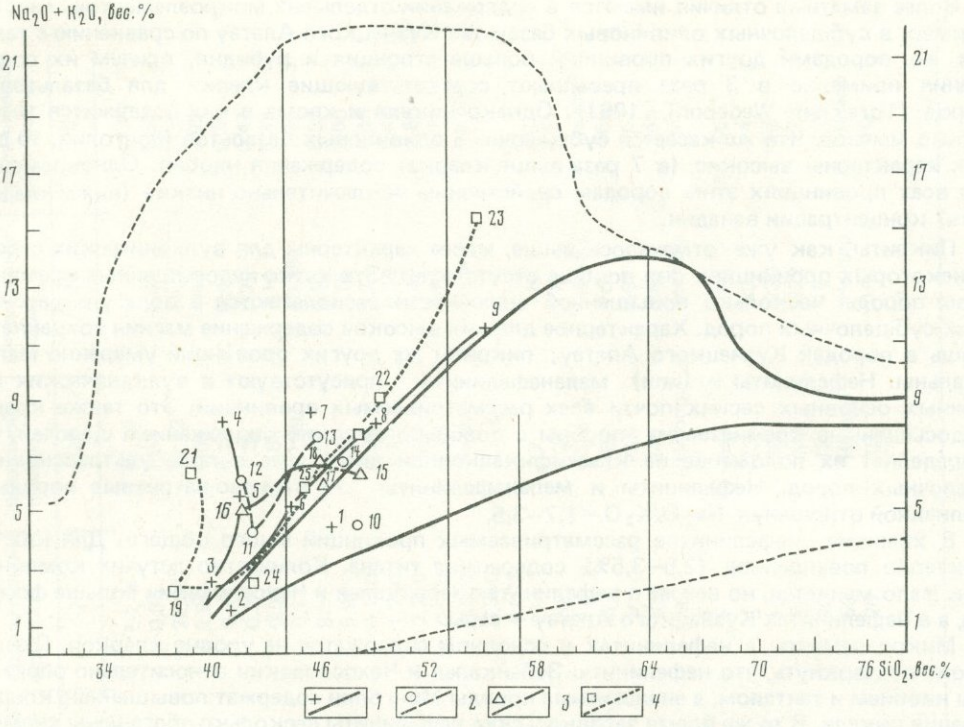


Рис. 31. Вулканические породы щелочных основных серий и тренды их дифференциации
1 — Кузнецкий Алатау, *2* — Восточное Забайкалье, *3* — Монголия, *4* — Чехословакия. Номера на рисунках 31—34 отвечают номерам анализов пород в таблицах

На примере вулканических серий щелочных основных пород видно, что все они комагматичны. Комагматичность подчеркивается одинаковой направленностью процесса кристаллизации исходного щелочно-базальтоидного расплава от ранних субщелочных основных к щелочным основным и щелочным средним породам, в которых происходит последовательное уменьшение содержаний магния, кальция, титана и увеличение кремнезема, алюминия и щелочей (рис. 31).

Общей чертой всех вулканических серий является резкое преобладание в них субщелочных оливиновых базальтов, меньшее развитие щелочных базальтоидов и подчиненное — фонолитов. Типоморфными петрогенными элементами и элементами-примесями серий являются железо, магний, кальций, никель, кобальт, хром и ванадий в ранних членах (субщелочные оливиновые базальты, пикриты), глинозем, стронций, барий в промежуточных членах (тефриты), кремнезем, щелочи, глинозем, литий, рубидий, цезий, цирконий, ниобий, тантал в поздних членах (нефелиновые трахибазальты, фонолиты).

Обобщенная характеристика субвулканических щелочных серий дается по материалам некоторых щелочных провинций Советского Союза и Чехословакии, где они представлены субщелочными оливиновыми долеритами, анальцимовыми пикритами, меланотешенитами, тешенитами, лейкотешенитами и анальцимовыми сиенитами. Химический состав пород, входящих в состав субвулканических серий, приведен в табл. 17.

Наиболее ранние члены серий — субщелочные (анальцимовые) долериты и анальцимовые пикриты — являются калиево-натриевыми (Na_2O/K_2O = 1,5—3) резко недосыщенными кремнеземом породами, которые на классификационной диаграмме, построенной в координатах SiO_2—($Na_2O + K_2O$), располагаются в поле ультраосновных и основных пород. Для них характерны повышенные содержания железа, особенно его закисной формы, магния и кальция, а из микроэлементов и летучих соответственно — хрома, кобальта, никеля, фосфора и серы.

Преобладающими и наиболее типичными породами субвулканических основных

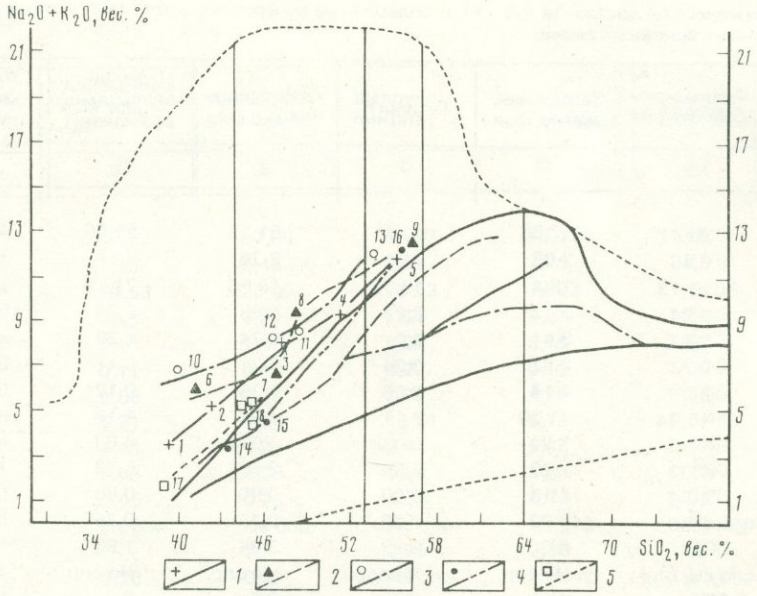


Рис. 32. Субвулканические породы щелочных основных серий и тренды их дифференциации
1 — Кузнецкий Алатау, *2* — Закавказье, *3* — Восточное Забайкалье, *4* — Северо-Восток СССР, *5* — Чехословакия

щелочных серий являются тешениты, которые на классификационной диаграмме (рис. 32) располагаются в поле основных щелочных пород (щелочных габброидов и базальтоидов). В их химизме заметную роль играют титан, глинозем и щелочи. Тешениты — калиево-натриевые породы с величиной отношения Na_2O/K_2O, равной 1,2—4 и более (рис. 33). Наиболее характерная особенность тешенитов — исключительно высокое содержание воды (до 4%), главным образом конституционной, при несколько повышенной роли CO_2 и F. Распределение микроэлементов в них изучено слабо, однако определенные тенденции в поведении отдельных элементов все же выявляются. Так, например, при низких значениях содержаний лития и рубидия содержание цезия в тешенитах превосходит кларковое. Для лейкократовых разновидностей тешенитов характерны повышенные концентрации ниобия и тантала, превышающие кларковые для базальтических пород более чем в 6 и 4 раза соответственно.

Анальцимовые (нефелин-анальцимовые) сиениты являются конечными членами субвулканических серий и резко ограничены в своем распространении. На классификационной диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ они располагаются в поле средних щелочных пород. Типоморфными элементами этих пород являются глинозем, щелочи, а среди микроэлементов — Sr, Zr, Nb, Ta и TR.

Сопоставление субвулканических серий различных провинций показывает, что они характеризуются одинаковой направленностью процесса дифференциации исходного щелочно-базальтоидного расплава: постепенным увеличением к концу процесса роли кремнезема, глинозема, щелочей, стронция, бария, циркония, ниобия, тантала, редких земель и снижением концентраций железа, титана, магния, никеля, кобальта, хрома и ванадия. Можно видеть, что в случае субвулканических серий процесс дифференциации идет в том же направлении, что и в вулканических сериях.

Интрузивные серии щелочных основных пород представлены субщелочными габбро (реже пироксенитами), тералитами, эссекситами (иногда уртитами и ийолитами) и фойяитами. Особенности химизма пород данных серий показаны на примере наиболее хорошо изученных провинций Кузнецкого Алатау и Восточного Забайкалья (табл. 18). Преобладающими породами серий являются субщелочные габбро и тералиты, а уртиты, ийолиты и фойяиты резко им подчинены.

Субщелочные габбро на классификационной диаграмме располагаются в поле субщелочных пород. Это натриевые и калиево-натриевые образования, умеренно-магне-

Таблица 17. Химический состав (в вес. %) и содержание микроэлементов (в г/т) пород субвулканических щелочных основных серий

Компоненты	Анальцимовый пикрит	Меланотешенит	Тешенит	Лейкотешенит	Нефелин-анальцимовый сиенит	Анальцимовый пикрит
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	39,41	42,38	47,21	51,32	55,66	41,46
TiO_2	6,48	2,06	1,83	2,36	0,14	1,39
Al_2O_3	11,13	18,41	19,12	18,96	21,19	15,77
Fe_2O_3	8,84	5,72	3,23	3,85	2,20	5,59
FeO	7,63	5,41	5,21	3,74	4,28	8,16
MnO	0,21	0,32	0,24	0,21	0,11	0,25
MgO	5,49	4,14	2,98	1,35	0,12	6,98
CaO	12,84	11,20	7,17	4,87	1,18	9,72
Na_2O	1,85	3,34	5,03	4,91	6,63	4,07
K_2O	1,33	1,75	2,94	3,82	5,72	1,20
P_2O_5	1,54	1,11	1,09	0,90	0,88	0,47
H_2O^-	0,40	0,32	0,22	0,17	0,35	Не опр.
H_2O^+	2,41	4,00	3,33	3,84	1,93	"
H_2O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,51
CO_2	"	"	"	0,5	"	Не опр.
F	"	"	"	Не опр.	"	"
Cl	"	"	0,09	"	"	"
S	0,22	"	Не опр.	"	"	"
Li	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Rb	"	"	"	"	"	"
Cs	"	"	"	"	"	"
Sr	"	"	"	"	"	"
Ba	"	"	200	"	"	"
Zr	40	50	80	80	230	"
Nb	20	40	100	180	290	"
Ta	4	4	8	8	16	"
TR	140	100	240	320	300	"
Ni	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"
Co	"	"	"	"	"	"
Cr	"	"	"	"	"	"
V	"	"	"	"	"	"

1–5 – Кузнецкий Алатау, Теляшкин улус (Гладких, Соломинская, 1968); 6–9 – Закавказье (по материалам Е.Д. Андреевой; Белянкин, Петров, 1940); 10–13 – Забайкалье, Тамчинский силл (Белов, 1963); 14–16 – Северо-Восток СССР, Омолонская глыба (Билибин, 1968); 17–19 – Чешское Среднегорье (по материалам Е.Д. Андреевой; Fiala, Rost, 1949).

зиальные, высокожелезистые, высококальциевые. Из летучих компонентов в них преобладают CO_2 и F. Наиболее характерны для субщелочных габбро, как самых ранних членов серий, такие микроэлементы, как Ni, Co, Cr, V, однако содержание их заметно меньше, чем в ранних членах (субщелочном оливиновом базальте и субщелочном долерите) эффузивных и субвулканических серий.

Тералиты – типичные представители интрузивных серий щелочных основных пород. По минеральному составу они ближе всего стоят к субщелочным оливиновым габбро, но в них обязательно присутствует какой-либо из фельдшпатоидов (нефелин, анальцим, содалит и др.) в количестве, превышающем 10%. Это по существу и определяет их положение в поле щелочных основных пород на классификационной диаграмме (рис. 34).

Тералиты преимущественно калиево-натриевые породы (Na_2O/K_2O = 3–4), но встречаются и натриевые лейкотералиты, в которых резко преобладает натрий над

Тешенит	Анальцимовый эссексит	Анальцимовый сиенит	Щелочной пикрит	Анальцимовый долерит	Тешенит	Анальцимовый сиенит
7	8	9	10	11	12	13
46,84	47,92	57,85	40,32	48,15	46,66	53,22
2,81	1,39	0,46	2,31	2,36	2,76	0,51
15,98	19,53	20,35	16,93	18,43	18,34	20,56
5,17	3,48	1,32	1,67	2,21	2,96	0,62
6,12	3,63	1,05	5,08	6,75	6,13	1,86
0,19	0,11	0,11	0,22	0,19	0,19	0,09
3,29	3,66	0,36	1,72	4,75	3,80	9,25
8,33	6,21	1,89	13,21	5,79	6,44	4,46
5,14	4,18	4,92	3,47	5,48	5,43	7,04
1,48	5,53	8,28	3,14	2,98	2,80	5,09
0,42	0,45	0,26	0,78	0,73	0,88	0,07
0,47	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
2,75	"	"	2,55	2,10	2,90	2,50
Не опр.	3,28	0,32	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
0,14	Не опр.	Не опр.	"	0,38	0,86	3,74
0,19	"	"	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.
0,04	"	"	"	"	"	"
0,11	"	"	"	"	"	"
8	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
22	"	"	"	"	"	"
1,4	"	"	"	"	"	"
Не опр.	"	"	"	"	"	"
330	"	"	"	"	"	"
Не опр.	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"

калием, в связи с чем величина отношения Na_2O/K_2O возрастает до 9. По геохимическим особенностям тералиты весьма близки к субщелочному габбро, хотя в них заметно снижена роль Ni, Co, Cr и V при некотором возрастании концентраций стронция.

Эссекситы в составе интрузивных серий присутствуют не всегда. На классификационной диаграмме они, как и тералиты, располагаются в поле щелочных основных пород, но по составу приближаются к средним породам — фойяитам. В них увеличивается содержание кремнезема и щелочей, особенно калия, а количество железа, магния и кальция снижается. Эссекситы — породы только калиево-натриевые (Na_2O/K_2O = 1–3). Из микроэлементов для них характерны барий, литий, цирконий, содержание которых несколько превышает кларковые.

Уртиты и ийолиты в интрузивных сериях щелочных основных пород встречаются постоянно, но в меньших объемах, чем рассмотренные выше породы. Для химизма этих пород характерны резкая насыщенность кремнеземом, крайне высокие содержа-

Таблица 17 (окончание)

Компоненты	Анальцим-содержащий долерит	Тешенит	Анальцимовый сиенит	Щелочной пикрит	Анальцим-содержащий долерит	Тешенит
	14	15	16	17	18	19
SiO_2	43,54	46,42	55,55	39,33	45,43	44,35
TiO_2	0,98	3,07	0,30	1,59	2,53	2,61
Al_2O_3	15,05	16,87	20,23	7,33	13,64	13,49
Fe_2O_3	8,46	5,03	3,13	3,48	3,52	4,07
FeO	5,16	6,64	2,28	12,58	10,01	8,07
MnO	Сл.	Сл.	0,14	0,19	0,26	0,21
MgO	4,47	5,41	0,35	18,24	6,15	6,74
CaO	11,20	7,48	1,73	7,26	8,66	9,93
Na_2O	1,87	2,75	6,92	1,12	3,65	4,00
K_2O	1,57	1,84	5,01	0,32	0,59	0,93
P_2O_5	1,27	0,32	0,03	1,54	0,20	0,19
H_2O^-	Не опр.	Не опр.	0,20	0,78	0,78	0,76
H_2O^+	"	"	Не опр.	3,34	4,05	3,79
H_2O	1,52	0,67	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO_2	Не опр.	3,38	"	0,66	0,20	0,57
F	"	Не опр.	"	0,38	Не опр.	0,16
Cl	0,03	"	"	0,12	"	0,04
S	0,21	"	"	0,12	"	0,05
Li	Не опр.	Не опр.	Не опр.	20	Не опр.	8
Rb	"	"	"	15	"	14
Cs	"	"	"	7	"	2
Sr	"	"	"	300	"	850
Ba	"	"	"	1300	"	740
Zr	"	"	"	150	"	90
Nb	"	"	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Ta	"	"	"	"	"	"
TR	"	"	"	"	"	"
Ni	"	"	"	160	"	56
Co	"	"	"	58	"	52
Cr	"	"	"	230	"	250
V	"	"	"	300	"	470

ния глинозема и щелочей, и повышенное содержание таких микроэлементов, как стронций и барий.

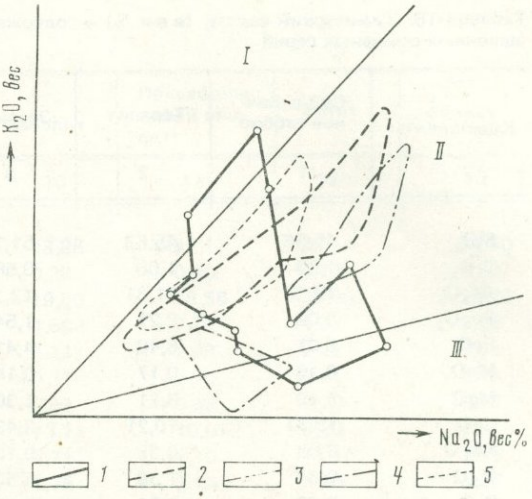
На классификационной диаграмме эти породы располагаются в поле ультраосновных щелочных пород. Довольно часто в отдельных интрузивных сериях встречаются полевошпатовые уртиты и полевошпатовые ийолиты, которые по своему составу ближе стоят к основным щелочным породам.

Фойяиты — самые поздние члены щелочных основных интрузивных серий. На классификационной диаграмме они располагаются в поле средних щелочных пород (см. рис. 34). Это калиево-натриевые породы ($Na_2O/K_2O = 1,5–2$) с низкими содержаниями железа, титана, магния, кальция и высокими — глинозема, щелочей и ряда микроэлементов (стронция, бария, циркония и ниобия). Как и в более ранних членах интрузивных серий, в фойяитах главными летучими компонентами являются двуокись углерода и фтор.

Итак, щелочные основные породы интрузивных серий в целом характеризуются обогащенностью глиноземом, щелочами, кальцием при подчиненном значении магния по отношению к железу, а также повышенными содержаниями таких летучих компонентов, как двуокись углерода и фтор.

Рис. 33. Расположение пород субвулканических щелочных основных серий в зависимости от соотношения в них Na_2O и K_2O

I–III серии: *I* — калиевая, *II* — калиево-натриевая, *III* — натриевая; *1* — Закавказье, *2* — Кузнецкий Алатау, *3* — Восточное Забайкалье, *4* — Чехословакия, *5* — Северо-Восток СССР



Петрохимическое сопоставление вулканических, субвулканических и интрузивных серий с учетом распределения главных петрогенных элементов и элементов-примесей позволило выявить следующее.

1. Во всех породах вулканических серий содержание магния более высокое, чем в породах субвулканических и интрузивных серий. В них также больше фосфора и хлора, а из микроэлементов — ванадия, никеля, кобальта и хрома.

2. Для пород субвулканических серий более характерны такие петрогенные элементы, как титан и железо, а из летучих — вода, двуокись углерода, фтор.

3. В породах интрузивных серий наиболее типичными петрогенными элементами являются алюминий, кальций и натрий. Среди летучих компонентов ведущая роль принадлежит сере, а среди элементов-примесей — барию, ниобию, стронцию и цирконию.

Для интрузивных серий выполнен обсчет статистических параметров распределения компонентов по данным преимущественно химических анализов пород, что позволило характеризовать накопление различных компонентов в ходе формирования щелочных основных серий. Разнообразие интрузивных пород, составляющих соответствующие серии, по мнению многих исследователей, обусловлено прежде всего процессами магматической дифференциации. В этой связи проведенные исследования позволили количественно оценить масштабы влияния этого процесса на распределение компонентов, в том числе на концентрацию полезных компонентов. Сравнение составов пород, слагающих интрузивную серию щелочных основных пород (табл. 19), позволило выявить значимость различий, информация о которых содержится в графике, построенном в соответствии с рекомендациями Р.М. Константинова (Кононова и др., 1982). Обсчет статистических параметров распределения химических компонентов проводился для следующей достаточно типичной серии пород — субщелочное габбро, тералит, ийолит, уртит, фойяит. Анализ полученных средних составов (см. табл. 19), а также статистически значимых различий показал следующее.

1. Составы крайних членов рассматриваемой серии различаются наиболее существенно. Так, наиболее поздний член серии — фойяит — отличается от субщелочного габбро и тералита пониженными содержаниями Mg, Ti, Ca, Sr, Ni, Co и более высокой концентрацией K, Cl, Rb. Практически все рассматриваемые породы имеют значимые отличия по содержанию главных компонентов, причем во всей серии пород выдерживается следующая тенденция: от субщелочного габбро к фойяиту возрастает содержание Al, K (в отдельных разностях Na и очень слабо Si), а содержание Mg, Ca, Fe, Ti уменьшается.

2. Содержание летучих компонентов в породах достаточно стабильно. Значимо более высокие концентрации серы отмечены в субщелочном габбро, в то время как уртитам и фойяитам присущи повышенные содержания хлора.

3. Средние содержания элементов группы железа уменьшаются от ранних дифференциатов к поздним, причем наиболее заметна эта тенденция для V, Mg, Ni.

4. Средние содержания ниобия и циркония во всех разностях пород щелочной основной серии довольно близки. Значимое возрастание содержаний циркония отмечено лишь в ийолитах.

Таблица 18. Химический состав (в вес.%) и содержание микроэлементов (в г/т) пород интрузивных щелочных основных серий

Компоненты	Субщелочное габбро	Тералит	Эссексит	Ийолит	Уртит	Фойяит
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	45,56	45,63	51,13	40,93	41,54	55,48
TiO_2	1,69	1,06	0,58	1,27	0,40	0,32
Al_2O_3	19,28	21,61	22,15	17,54	28,00	20,96
Fe_2O_3	3,09	2,27	1,54	4,73	1,75	2,50
FeO	6,01	6,40	4,41	6,80	2,63	2,86
MnO	0,16	0,17	0,14	0,23	0,08	0,16
MgO	5,40	3,71	1,30	3,33	1,34	0,55
CaO	13,31	10,21	3,43	13,15	6,36	1,82
Na_2O	3,08	6,32	9,13	7,19	11,72	8,20
K_2O	0,64	1,36	4,53	1,93	3,04	5,19
P_2O_5	0,37	0,54	0,32	0,86	0,44	0,04
H_2O^-	0,17	0,07	0,15	0,25	0,29	0,32
H_2O^+	1,32	0,97	1,08	0,96	1,96	1,47
CO_2	0,48	0,18	0,37	0,65	0,74	0,34
F	0,26	0,27	0,20	0,29	0,32	0,19
Cl	0,07	0,07	0,13	0,06	0,21	0,06
S	0,03	0,09	0,04	0,07	0,06	0,03
B	0,0013	0,0018	Не опр.	Не опр.	0,0017	0,00065
Li	11	18	25	13	10	10
Rb	12	18	22	10	20	60
Cs	1	3	0,9	1	2	3
Sr	1690	958	425	1080	1000	430
Ba	480	370	1100	250	430	460
Zr	235	185	500	150	65	230
Nb	6	9	50	40	9	17
Ta	1	2	Не опр.	2	2	1
Σ TR	20	68	"	120	60	100
Ni	12	12	50	10	30	6
Co	41	42	50	60	22	9
Cr	150	20	50	20	40	0
V	200	120	8	70	15	20
Cu	200	80	50	50	8	50
Zn	500	200	500	200	0	500
Pb	20	80	50	20	20	50
Число анализов	5	5	2	2	5	4

Примечание. Химические анализы пород выполнены по материалам В.А. Кононовой и Е.Д. Андреевой. Определение акцессорных элементов произведено в Центральной химической и спектральной лабораториях ИГЕМ АН СССР. Анализы 1—6 — породы Кия-Шалтырского и Горячегорского массивов Кузнецкого Алатау; 7—13 — породы Нижне-Бурульзайского и Сайженского массивов Восточного Забайкалья.

В целом распределение петрогенных компонентов и элементов-примесей в породах интрузивных серий подчиняется одному закону, а именно: в ряду последовательно образующихся пород серии постепенно нарастает число значимо различающихся компонентов, которое достигает максимума в наиболее поздних членах серии. Подобный характер постепенного изменения состава пород обычно объясняется процессами магматической дифференциации, которые, по-видимому, играли ведущую роль в формировании рассматриваемых серий. При этом коэффициент накопления (отношение

Пироксенит	Габбро	Тералит	Ийолит	Полевошпатовый ийолит	Уртит	Фойяит
7	8	9	10	11	12	13
38,07	44,15	47,51	48,86	47,17	39,14	54,40
1,84	0,66	0,49	0,38	0,46	0,13	0,20
10,89	13,29	23,78	19,80	18,56	26,33	20,78
8,00	12,15	2,46	4,50	8,77	1,77	2,23
14,00	1,59	6,16	8,14	2,99	2,22	3,66
0,38	0,48	0,19	0,31	0,29	0,11	0,15
4,80	0,27	0,75	1,59	0,68	0,70	0,18
17,46	22,71	6,22	13,71	10,01	9,29	2,31
1,70	3,17	8,94	6,71	7,10	11,15	8,55
0,23	0,31	1,25	1,75	2,13	3,66	5,38
0,43	0,09	0,17	0,17	0,07	0,36	0,03
0,21	0,10	0,18	0,15	0,15	0,08	0,19
0,91	0,47	0,91	0,97	1,04	1,09	1,05
0,66	0,12	0,72	0,74	0,40	2,77	0,62
0,08	0,03	0,17	0,13	0,23	0,05	0,20
0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04
0,15	0,00	0,05	0,05	0,03	0,07	0,02
Не опр.	Не опр.	0,0004	0,002	0,0021	Не опр.	Не опр.
4	2	12	19	130	30	140
4	10	6	31	30	64	90
4	11	4	9	3	9	5
450	1000	1700	800	720	200	710
230	200	200	110	460	800	570
Не опр.	50	20	230	130	20	180
12	20	2	410	20	10	41
1	Не опр.	0	2	Не опр.	Не опр.	2
40	"	0	100	30	0	80
20	10	17	44	7	8	6
200	50	13	30	29	10	10
60	10	0	10	40	0	10
50	50	10	60	10	10	10
200	100	50	80	20	20	30
200	100	20	100	100	0	80
20	10	20	20	10	0	0
2	1	3	6	2	5	1

содержания элемента в поздней фазе к содержанию того же элемента в ранней фазе) циркония в щелочно-основной серии равен 2. Что касается ниобия, то коэффициент его накопления близок к 3. Хорошим показателем степени раздифференцированности пород являются элементы группы железа, особенно хром и никель. Так, в щелочной основной серии в поздних дифференциатах содержание никеля в 0,1, а хрома в 0,4 раза меньше, чем в породах ранней фазы.

Минеральный состав пород рассмотренных серий довольно однообразен. Главны-

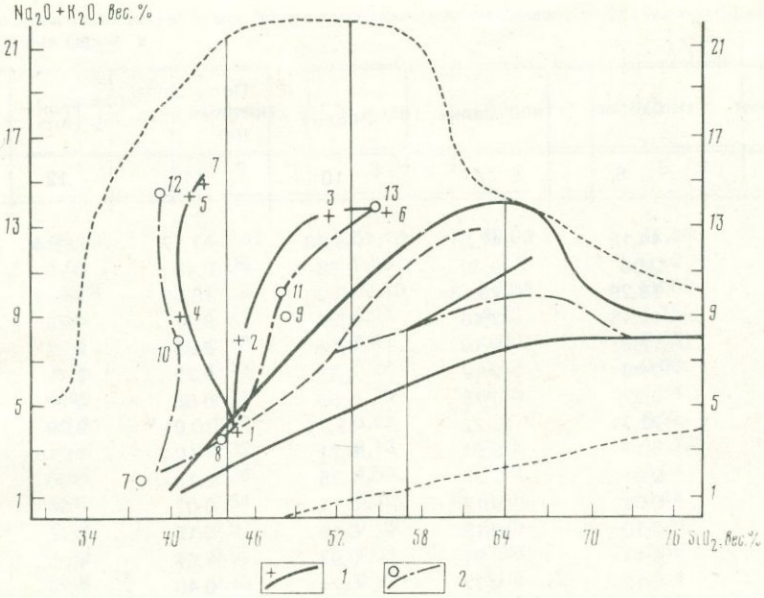


Рис. 34. Интрузивные породы щелочных основных серий и тренды их дифференциации
1 — Кузнецкий Алатау, *2* — Восточное Забайкалье

ми и постоянно присутствующими (за исключением некоторых ранних членов серий) минералами являются фельдшпатоиды, чаще всего нефелин или анальцим, иногда в сочетании с канкринитом, содалитом, гаюином. Другая салическая составляющая всех пород серий — полевые шпаты. Состав и количественные соотношения полевых шпатов от ранних членов к поздним меняются. Так, в субщелочных габбро и базальтах, в тералитах и тефритах полевой шпат представлен только плагиоклазом преимущественно основного состава (лабрадором или битовнитом). В эссекситах и нефелиновых трахибазальтах развит андезин в сочетании с K-Na полевым шпатом (микроклином или ортоклазом), а в фойяитах и фонолитах преимущественно микроклин или ортоклаз при почти полном отсутствии плагиоклаза.

Цветные минералы в щелочных основных породах представлены пироксеном, оливином, амфиболом, реже биотитом. Последние играют второстепенную роль или вообще отсутствуют, тогда как пироксен наряду с фельдшпатоидами и полевыми шпатами является главным сквозным породообразующим минералом всех без исключения пород вулканических, субвулканических и интрузивных серий.

Постоянные акцессорные примеси в породах всех серий представлены апатитом и титаномагнетитом, реже ильменитом, сульфидами, гранатом, титанитом.

Химический состав минералов приводится в соответствующих таблицах. Анализы выполнены по материалам Е.Д. Андреевой в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе MS-46 "Cameca" Троневой Н.В. и в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР (Андреева, 1968). Используются также и литературные данные.

Пироксен в породах щелочных основных серий представлен только моноклинной разностью. Химический состав его представлен в табл. 20.

Анализ диаграммы Mg–Ca–ΣFe + Mn (рис. 35) показывает, что моноклинные пироксены по составу отвечают фассаиту, салиту, ферросалиту и в меньшей степени авгиту, ферроавгиту, геденбергиту. Так, в уртитах и тералитах преобладают ферросалит и фассаит, в субщелочных габбро и ийолитах — салит и фассаит, в фойяитах — геденбергит. Пироксены в породах щелочных основных серий существенно кальциевые. По соотношению глиноземистости и железистости пироксены уртитов и фойя-

Таблица 19. Статистический средний химический состав (в вес.%) и содержание микроэлементов в (г/т) пород интрузивной щелочной основной серии

Компоненты	Субщелочной пироксенит			Субщелочное габбро			Тералит		
	$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	Число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов
SiO_2	39,71	0,59	2	46,92	5,57	6	46,68	1,22	10
TiO_2	3,22	0,02	2	1,56	0,50	6	0,99	0,43	10
Al_2O_3	10,86	0,10	2	17,80	5,36	6	24,28	4,41	10
ΣFe	11,94	0,61	2	9,17	4,11	6	5,71	2,34	9
MgO	7,55	0,19	2	3,99	1,76	6	3,07	2,26	10
CaO	16,18	0,23	2	10,32	3,16	6	9,02	3,81	10
Na_2O	1,96	0,00	1	2,55	0,00	1	7,47	3,56	4
K_2O	0,21	0,00	1	0,71	0,20	6	1,27	0,43	7
P_2O_5	0,65	0,00	1	0,23	0,09	5	0,28	0,06	5
MnO	0,29	0,00	1	0,37	0,31	9	0,26	0,20	6
F	0,11	0,00	1	0,28	0,00	1	0,21	0,12	2
CO_2	1,07	0,00	1	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,53	0,41	3
S	3115	587	2	768	913	5	668	358	9
Cl	200	0	1	258	16	5	1066	1157	7
Sr	659	64	2	1733	882	6	1666	761	9
Ba	176	82	2	484	270	6	506	314	9
Zr + Hf	268	43	2	126	51	6	148	67	9
Nb + Ta	11	5	2	11	6	6	14	13	7
Ni	53	2	2	32	1	2	12	6	8
Co	65	2	2	48	1	2	28	2	8
V	530	34	2	160	86	6	105	116	9
Cr	22	12	2	24	24	6	23	2	8
TR	Не опр.	Не опр.	Не опр.	10	10	5	59	12	2
Li	"	"	"	14	0	1	10	4	3
Rb	10	0	1	7	3	2	17	19	8
Cs	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3	0	1	1	0	2

Таблица 19 (окончание)

Компоненты	Ийолит			Уртит			Нефелиновый сиенит (фойяит)		
	$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов
SiO_2	44,90	2,17	14	42,89	3,35	16	49,23	4,25	6
TiO_2	1,05	0,63	14	0,51	0,23	16	0,33	0,17	6
Al_2O_3	17,84	3,26	14	26,94	3,72	16	24,62	5,27	6
ΣFe	9,22	1,73	14	4,44	1,92	14	5,37	2,19	6
MgO	2,22	1,55	14	1,31	0,03	15	0,35	0,23	6
CaO	10,00	2,40	14	7,20	3,63	16	2,70	0,93	6
Na_2O	7,75	2,05	8	11,78	1,69	6	10,43	5,01	2
K_2O	2,15	0,80	11	2,83	0,67	12	4,45	0,64	5
P_2O_5	0,45	0,36	12	0,39	0,20	11	0,22	0,06	3
MnO	0,27	0,06	8	0,09	0,05	7	0,13	0,10	2
F	0,21	0,11	6	0,30	0,03	2	0,32	0,03	2
CO_2	0,43	0,22	6	0,91	0,65	5	0,90	0,56	2
S	816	1045	11	549	489	10	138	133	5
Cl	368	128	7	423	157	7	427	88	4
Sr	851	248	13	1135	331	13	646	400	6
Ba	419	325	13	444	245	12	466	313	6
Zr + Hf	204	37	11	136	80	12	153	84	6
Nb + Ta	13	13	9	16	11	11	30	22	6
Ni	28	23	9	12	5	6	6	2	3
Co	35	2	9	18	2	6	13	1	4
V	75	53	13	34	20	12	17	13	6
Cr	32	23	10	17	18	11	9	6	4
TR	57	55	3	22*	20*	5*	51	48	2
Li	43	59	4	18	13	4	39	30	2
Rb	37	22	10	41	32	12	80	31	6
Cs	5	4	4	2	1	4	Не опр.	Не опр.	Не опр.

* Результаты статистической обработки данных полуколичественного спектрального анализа.

Примечание. Здесь и далее $\bar{x}$ — среднее арифметическое; s — стандартное отклонение.

Таблица 20. Химический состав пироксенов пород щелочных основных серий (в вес.%)

Компоненты	Уртит	Мельтейгит	Ийолит	Тералит	Пироксенит	Фойяит	Тералит	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	49,16	49,35	46,34	48,71	47,24	50,86	48,36	47,71
TiO_2	0,22	1,57	2,30	0,68	1,16	0,24	1,12	1,66
Al_2O_3	2,89	5,46	8,56	3,73	6,14	1,47	2,25	4,51
Fe_2O_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	17,45	13,23	9,43	18,22	10,11	26,25	19,07	12,88
MnO	0,66	0,40	0,16	0,64	0,24	0,95	0,53	0,35
MgO	5,58	7,81	8,24	5,68	9,21	0,63	5,47	9,75
CaO	20,89	20,58	24,54	21,15	24,17	18,67	19,38	20,32
Na_2O	2,45	1,69	1,11	1,98	0,44	3,09	1,75	3,85
K_2O	0,07	0,05	0,03	0,06	0,00	0,03	0,10	0,06
Cr_2O_3	1,35	Не опр.	Не опр.	0,33	0,10	0,06	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,72	100,14	100,71	101,18	98,81	102,25	98,03	100,55
				Формульные коэффициенты				
Si	1,90	1,87	1,73	1,87	1,81	1,98	1,92	1,74
Ti	0,01	0,05	0,07	0,02	0,03	0,01	0,03	0,05
Al	0,13	0,25	0,38	0,17	0,28	0,07	0,11	0,20
Fe^{+3}	0,18	0,12	0,08	0,15	0,03	0,23	0,13	0,27
Fe^{+2}	0,39	0,30	0,21	0,43	0,30	0,62	0,50	0,12
Mn	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01
Mg	0,32	0,44	0,46	0,32	0,52	0,04	0,32	0,54
Ca	0,87	0,83	0,98	0,87	0,99	0,78	0,83	0,80
Na	0,18	0,12	0,08	0,15	0,03	0,23	0,13	0,27
K	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,00	Сл.	0,01	Сл.
Сумма	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00

Таблица 20 (окончание)

Компоненты	Тералит	Фойяит		Субщелочное габбро	Субщелочной пироксенит	Уртит	Субщелочной пироксенит	Субщелочное габбро
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	49,59	51,22	49,51	49,68	44,68	44,56	46,12	46,81
TiO_2	1,41	0,24	2,27	1,47	2,50	1,84	1,80	1,86
Al_2O_3	3,84	0,70	6,47	4,56	6,41	7,07	7,99	8,01
Fe_2O_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	6,04	5,72	2,83	1,61
FeO	11,90	25,28	9,27	9,96	10,74	8,16	8,77	6,76
MnO	0,41	0,70	0,22	0,20	0,28	0,32	0,26	0,19
MgO	9,91	1,95	11,74	12,58	7,41	8,54	10,42	11,85
CaO	20,22	15,24	19,76	20,59	19,70	22,68	19,22	21,90
Na_2O	1,32	5,97	1,27	1,17	1,15	0,72	0,95	0,20
K_2O	0,05	0,02	0,04	0,00	0,25	0,24	0,29	0,14
Cr_2O_3	Не опр.	0,21	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	98,65	101,53	100,55	100,21	101,12	99,95	100,53	99,72
Si	1,90	1,96	1,84	1,84	1,74	1,71	1,76	1,76
Ti	0,04	0,01	0,06	0,04	0,07	0,05	0,05	0,05
Al	0,17	0,03	0,28	0,20	0,30	0,32	0,36	0,35
Fe^{+3}	0,10	0,44	0,09	0,08	0,18	0,17	0,08	0,05
Fe^{+2}	0,29	0,36	0,20	0,23	0,35	0,26	0,28	0,21
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,56	0,11	0,65	0,70	0,43	0,49	0,59	0,67
Ca	0,83	0,62	0,78	0,82	0,82	0,93	0,78	0,88
Na	0,10	0,44	0,09	0,08	0,09	0,06	0,07	0,01
K	Сл.	Сл.	Сл.	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Сумма	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00

Примечание. Суммы анализов 13—16, помимо указанных компонентов, включают (в вес.%): H_2O 0,86; 0,10; 0,39 (ан. 13, 14, 16); П.п.п. 1,10; 1,75 (ан. 13, 15); P_2O_5 0,13 (ан. 15).

Таблица 21. Химический состав нефелинов из пород щелочных основных серий (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	43,03	44,30	45,13	45,39	42,95	43,10	42,24	41,89	41,74	47,27
Al_2O_3	32,67	31,09	32,85	32,63	33,30	34,09	34,92	35,00	35,23	34,56
Fe_2O_3	1,26	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
FeO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00
CaO	1,32	1,11	1,69	1,85	1,01	0,94	1,11	1,36	1,30	1,37
Na_2O	16,64	16,20	16,11	18,07	16,63	15,99	16,22	16,06	15,89	16,59
K_2O	5,46	6,35	3,98	2,86	6,23	5,79	5,99	5,76	5,84	5,25
Ne	74,8	71,6	73,3	80,8	74,2	73,2	73,6	73,4	73,0	75,5
Ks	17,8	20,6	13,2	9,0	20,4	19,5	20,1	19,4	19,8	17,4
An	6,3	5,4	8,3	8,7	4,9	4,7	4,5	6,7	6,5	6,6
Q	1,1	2,4	5,2	1,5	0,5	2,6	0,8	0,5	0,7	0,5

Таблица 21 (окончание)

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	42,15	40,83	41,91	40,63	44,72	42,97	43,44	40,08	42,28
Al_2O_3	34,48	34,99	34,40	35,18	33,59	34,07	33,45	34,04	33,61
Fe_2O_3	0,42	0,60	0,21	0,30	0,37	0,31	0,68	0,52	0,32
FeO	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,86
CaO	2,53	4,04	2,72	5,17	1,74	1,39	1,44	3,90	0,28
Na_2O	13,67	13,24	14,69	11,93	14,18	12,81	13,50	14,96	16,47
K_2O	4,81	4,11	5,65	4,37	4,20	5,94	4,98	4,14	5,60
Ne	74	77	76	74	74	69	72	83,1	79,3
Ks	20	18	21	20	17	24	20	16,9	19,4
An	0	0	0	0	0	0	0	0,0	0,0
Q	6	5	3	6	9	7	8	0,0	1,3

Примечание. 1 — нефелин из нефелинового сиенита, 2 — из ийолита, 3 и 4 — из тералита (Сайженский массив), 5, 6, 7 — из уртита, 8, 9 — из мельтейгита (Мухальский массив), 10 — из уртита (Нижне-Бурульзайский массив); 1—10 — по материалам автора (из массивов Кузнецкого Алатау); ан. 11 — из мельтейгита, 12 — из ийолита, 13 — из уртита (Мухальский массив), 14 — из мельтейгита, 15 — из нефелинового сиенита (Нижне-Бурульзайский массив), 16 — из полевошпатового ийолита, 17 — из нефелинового сиенита (Верхне-Бурульзайский массив), 11—17 — по Шаракшинову, 1975; ан. 18 — из ийолита, 19 — из нефелинового сиенита (Сайженский массив); по Коневу, 1962). Дополнительно присутствуют (в вес.%): TiO_2 (ан. 8 — 0,04; 9 и 10 — 0,02; 14 — 0,12; 16 — 0,14); MnO (ан. 2 и 13 — 0,01; 11 — 0,02); MgO (ан. 3—0,01; 11 — 0,02, 17 — 0,12); Cr_2O_3 (ан. 1—0,08; 2 — 0,02; 10 — 0,03).

Таблица 22. Химический состав полевых шпатов пород щелочных основных серий (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	64,26	65,06	66,11	58,92	69,30	69,36	52,65	54,36
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,14
Al_2O_3	19,42	18,15	21,51	26,80	18,61	18,71	29,39	31,59
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,07	0,05	0,10	0,00	0,00
FeO	0,00	0,03	0,32	0,00	0,00	0,00	0,25	0,61
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	0,00	0,03	0,05	0,06	0,00	0,01	0,00	0,17
CaO	0,22	0,13	3,31	7,72	0,00	0,04	15,89	11,14
Na_2O	3,56	1,75	9,11	7,99	12,33	11,02	2,44	2,68
K_2O	12,73	14,75	0,15	0,09	0,16	0,66	0,08	0,11
Cr_2O_3	0,00	Не опр.	0,00	0,03	0,05	0,12	0,00	0,00
Сумма	100,19	99,90	100,56	101,71	100,50	100,05	100,73	100,80
				Формульные коэффициенты				
Si	2,76	2,84	2,92	2,53	3,01	3,06	9,53	9,65
Al^{3+}	1,24	1,18	1,12	1,46	0,95	0,97	6,26	6,61
Ca	0,01	0,01	0,16	0,35	0,00	Сл.	3,08	2,12
Na	0,29	0,15	0,78	0,66	1,03	0,94	0,86	0,93
K	0,70	0,82	0,01	Не обн.	0,01	0,03	0,01	0,02
Fe^{2+}	0,00	Сл.	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,00	Сл.	Сл.	Сл.	0,04	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	"	0,00	"	Сл.	0,02
Mg	5,00	Сл.	Сл.	Сл.	0,00	"	0,00	0,04
Сумма	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	19,78	19,48

Примечание. Ан. 1–3 – из уртита Мухальского массива; 4, 5 – Сайжинский массив: 4 – из нефелинового сиенита, 5 – из уртита; 6–8 – Горячегорский массив: 6 – из нефелинового сиенита, 7 – из уртита, 8 – из габбро.

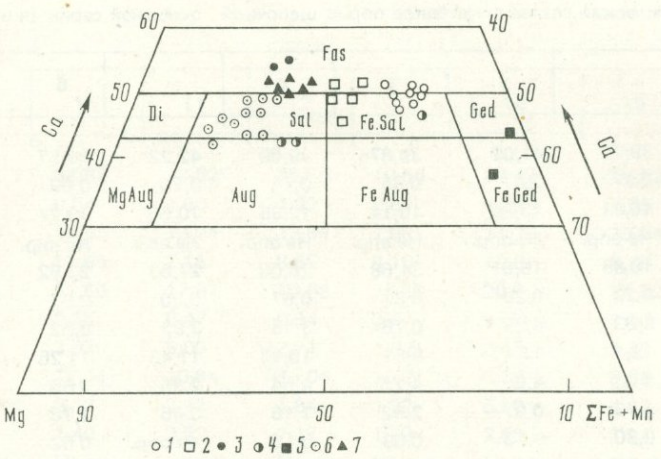


Рис. 35. Точки составов пироксенов из интрузивных пород щелочных основных серий на диаграмме Х. Хесса

1 — уртит, *2* — мельтейгит, *3* — ийолит, *4* — тералит, *5* — фойяит, *6* — габбро, *7* — пироксенит

итов относятся к железистому и одновременно низкоглиноземистому типам. Пироксен тералитов, субщелочных габбро, наоборот, менее железистый при почти той же глиноземистости.

Так, в интрузивной серии Сайженского массива (Витимское нагорье) и массива горы Горячей (Кузнецкий Алатау) от более ранних дифференциатов (субщелочное габбро, тералит) к более поздним (фойяит) в пироксене возрастает количество кремнезема, натрия и калия, а содержание магния, кальция, алюминия и титана снижается.

Таблица 23. Химический состав оливинов пород щелочных основных серий (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	34,79	35,61	29,04	29,51	29,43	35,27
TiO_2	0,03	0,08	0,03	0,05	0,00	0,02
Al_2O_3	0,02	0,25	0,54	0,33	0,08	0,06
FeO	37,57	40,09	62,42	63,30	60,95	41,66
MnO	1,35	1,14	2,37	2,00	5,05	0,67
MgO	27,06	23,25	3,68	3,83	4,44	23,30
CaO	0,55	0,53	1,55	1,25	0,18	0,35
Na_2O	Не обн.	0,13	0,34	0,32	0,23	0,00
Сумма	101,37	100,08	100,00	100,61	100,77*	101,33
			Формульные коэффициенты			
Si	0,95	1,93	0,93	0,94	0,94	1,00
Ti	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,00	Сл.
Al	Сл.	0,02	0,02	0,01	Сл.	Сл.
Fe^{2+}	0,85	0,99	1,66	1,69	1,62	0,99
Mn	0,03	0,02	0,06	0,05	0,14	0,02
Mg	1,10	0,93	0,18	0,18	0,21	0,99
Ca	0,02	0,05	0,04	0,04	0,01	0,01
Na	Не обн.	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00
Сумма	2,95	2,97	2,92	2,93	2,94	3,01
Fo	56	51	10	10	11	50

*В сумму анализа дополнительно входят (в %) K_2O = 0,03, Al_2O_3 = 0,08.

Примечание. 1—4 — Горячегорский массив: 1, 3, 4 — из тералита, 2 — из габбро; 5 — из тералита (Сайженский массив), 6 — из тералита (Кия-Шалтырский массив).

Таблица 24. Химический состав амфиболов пород щелочной основной серии (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	39,72	41,02	39,87	39,69	42,22	39,57	38,48
TiO_2	2,97	2,57	0,35	0,14	0,73	0,69	1,11
Al_2O_3	16,81	13,90	10,14	12,85	10,66	13,77	13,97
Fe_2O_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	16,85	15,81	31,68	26,06	27,63	23,92	27,67
MnO	0,22	0,20	0,89	0,67	0,00	0,57	Не опр.
MgO	8,92	8,95	0,76	3,15	3,93	5,52	2,65
CaO	12,14	12,19	9,82	10,93	11,43	11,25	11,76
Na_2O	3,28	4,07	4,11	4,54	2,35	3,55	2,89
K_2O	0,72	0,97	2,52	1,16	0,96	2,70	2,80
Cr_2O_3	0,20	0,13	0,09	0,16	Не опр.	0,02	Не опр.
			Формульные коэффициенты				
Si	5,78	7,69	6,44	6,30	6,52	6,08	6,05
Ti	0,32	0,29	0,05	0,02	0,08	0,08	0,13
Al	2,87	1,66	1,93	2,40	1,94	2,48	2,57
Fe^{3+}	0,93	0,36	1,28	1,40	0,70	1,05	0,88
Fe^{2+}	1,13	0,95	2,99	2,05	2,86	2,01	2,79
Mn	0,03	0,02	0,13	0,09	0,00	0,07	Не опр.
Mg	1,93	2,03	0,18	0,74	0,90	1,25	0,62
Ca	1,90	1,36	1,70	1,86	1,89	1,85	1,98
Na	0,93	0,36	1,28	1,40	0,71	1,05	0,89
K	0,12	0,01	0,52	0,24	0,19	0,53	0,57
a^{3+}_{VI}	38	45	34	42	14	59	32
a_{Si}	30	10	20	21	19	29	25
a_{Ca}	35	7	51	46	32	46	59
f	51	39	96	82	79	71	85
$\frac{Na + K}{Na + K + Ca}$	0,36	0,23	0,51	0,46	0,34	0,46	0,42
Al	49,31	48,96	35,55	40,67	41,02	42,93	44,15
Ca	32,64	40,11	31,30	31,52	39,95	31,89	32,25
Na + K	18,04	10,93	33,15	27,81	19,03	25,18	23,60

Примечание. Ан. 1–7 — по материалам Е.Д. Андреевой: 1–5 — Сайженский массив: 1 — из пироксенита, 2 — из ийолита, 3 — из нефелинового сиенита, 4, 5 — из тералита; 6, 7 — из уртита (Мухальский массив. 8–13 — по Шаракшинову, 1975: 8–10 — Нижне-Бурульзайский массив: 8 — из якупирангита, 9 — из мельтейгита, 10 из ийолита; 11, 12 — Мухальский массив: 11 — из ийолита, 12 — из уртита; 13 — из полевошпатового ийолита (Верхне-Бурульзайский массив). 14 — из нефелинового сиенита (Сайженский массив; по Коневу, 1962). 15, 16 — по материалам Е.Д. Андреевой: 15 — из нефелинового сиенита (Сайженский массив), 16 — из габбро (гора Патын).

Нефелин в породах интрузивной серии содержится в переменных количествах. Больше его в уртитах (до 80%), ийолитах (до 40%) и лейкотералитах (до 60%). Химический состав нефелина приведен в табл. 21, исходя из которого рассчитаны его составляющие по кислородному методу. Соотношение последних в нефелине меняется в зависимости от состава самой породы (Самсонова, 1973; Кононова, 1976). Так, в нефелине уртитов и фойяитов больше кальсилитовой и нефелиновой составляющих, чем в нефелине тералитов.

Содержание кальция в нефелине из различных пород серий меняется мало, однако от ранних членов серий к поздним все же можно наблюдать следующее снижение его содержаний (в вес.%): тералит — 0,35, мельтейгит — 0,27, ийолит и уртит — 0,24, фой-

8	9	10	11	12	13	14	15	16
35,80	36,05	34,92	38,62	35,70	40,56	37,42	36,82	39,22
0,70	0,67	0,64	1,50	1,92	2,52	1,13	1,35	4,12
16,49	15,03	14,55	12,94	12,84	7,98	11,26	12,54	13,02
6,82	9,94	11,56	7,15	8,57	8,10	10,6	8,46	1,50
20,69	19,80	17,50	17,87	19,66	20,59	20,9	21,92	12,97
Не опр.	0,49	0,65	0,47	0,84	0,67	0,65	1,36	0,39
2,77	0,60	3,07	5,00	2,71	1,02	0,68	1,55	10,34
12,21	13,79	12,14	10,84	13,04	14,91	8,32	9,86	12,51
2,30	2,11	2,12	2,32	1,84	1,82	5,56	3,02	2,78
1,35	1,45	1,40	2,52	2,17	1,69	2,65	1,94	1,34
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
			Формульные коэффициенты					
5,79	5,89	5,65	6,11	5,84	6,61	6,3	5,92	5,99
0,09	0,09	0,08	0,18	0,24	0,30	0,10	0,17	0,47
3,15	2,89	2,76	2,37	2,48	1,53	1,70	2,38	2,32
0,84	1,21	1,42	0,88	1,06	1,00	1,30	1,02	0,16
2,80	2,71	2,37	2,37	2,69	2,86	2,9	2,93	1,65
Не опр.	0,07	0,09	0,07	0,12	0,09	0,10	0,19	0,05
0,66	0,15	0,74	1,18	0,66	0,24	0,20	0,39	2,36
2,13	2,41	2,11	1,85	2,29	2,61	1,50	1,70	2,04
0,72	0,67	0,66	0,70	0,59	0,58	1,80	0,92	0,82
0,24	0,31	0,29	0,50	0,45	0,35	0,60	0,38	0,25
35	41	37	37	31	31	32	22	18
28	27	30	25	29	20	21	27	29
31	28	31	39	31	12	61	43	34
93	96	81	71	83	94	96	91,5	56,1
0,32	0,29	0,31	0,39	0,31	0,26	0,62	0,43	0,34
50,56	43,92	47,42	43,72	42,68	25,78	30,37	44,25	42,72
34,18	41,18	36,25	34,14	39,42	54,72	26,78	31,59	37,56
15,24	14,89	16,32	22,14	17,90	19,50	42,85	24,6	19,72

яит — 0,20. Заметно меняется содержание кальция в нефелине из однотипных пород различных массивов. Так, например, его содержание в уртитах Мухальского, Нижне-Бурульзайского и Кия-Шалтырского массивов составляет соответственно 0,21, 0,28, 0,46 вес.%.

Полевые шпаты, как уже отмечалось, характерны для всех пород щелочных основных серий. В уртитах и ийолитах они представлены калиево-натриевым полевым шпатом и очень редко плагиоклазом, в тералитах, тешенитах и эссекситах — плагиоклазом и калиево-натриевым полевым шпатом, в фойяитах — только калиево-натриевым полевым шпатом.

Количество калиево-натриевого полевого шпата в уртитах и ийолитах составляет

Таблица 25. Химический состав гранатов пород щелочных основных серий (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	36,72	39,33	39,19	39,35	35,14
TiO_2	1,37	1,10	0,02	0,79	3,67
Al_2O_3	8,50	10,94	17,38	10,92	6,88
Fe_2O_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	18,05
FeO	17,57	16,49	15,54	14,98	3,88
MnO	0,49	0,68	0,42	0,62	0,41
MgO	0,35	0,39	0,19	0,42	0,12
CaO	34,80	30,76	26,23	33,07	31,81
Na_2O	0,14	0,26	0,29	0,13	0,16
K_2O	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00
Cr_2O_3	0,02	0,05	0,22	0,14	Не опр.
Сумма	99,99	100,03	99,49	100,42	100,12
	Формульные коэффициенты				
Si	3,14	3,10	2,93	3,13	2,88
Ti	0,07	0,07	Сл.	0,04	0,23
Al	0,75	1,02	1,53	1,00	0,67
Fe^{3+}	0,99	0,89	0,53	0,09	1,12
Fe^{2+}	0,13	0,20	0,76	0,88	0,27
Mn	0,03	0,05	0,03	0,09	0,03
Mg	0,04	0,05	0,02	0,05	0,01
Ca	2,82	2,60	2,17	2,75	2,79
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	Сл.
K	Сл.	Сл.	Сл.	0,00	0,00
Сумма	8,05	8,00	7,99	8,05	8,00
Гроссуляр	36,00	41,33	48,00	43,61	12,67
Андрадит	57,20	48,38	26,00	47,76	36,90
Пироп	0,99	1,61	0,05	1,76	0,16
Альмандин	0,97	7,25	25,00	3,11	49,68
Спессартин	0,97	1,61	1,00	3,11	0,55

Примечание. Ан. 1–4 — по материалам Е.Д. Андреевой: 1,2 из уртита (Мухальский массив), 3, 4 — Нижне-Бурульзайский массив; 3 — из пироксенита, 4 — из уртита; 5, 6 — по Коневу, 1962: 5 — из ийолита (Сайженский массив), 6 — из ийолита (Гулхенский массив); 7–9 — по мате-

не более 10% объема породы. Это преимущественно решетчатый микроклин с микропертитовыми вростками альбита. Он образует мелкие ксеноморфные выделения в промежутках между зернами пироксена и нефелина или мелкоагрегатные скопления.

Плагиоклаз в тералитах и эссекситах образует идиоморфные часто зональные кристаллы и представлен лабрадором (№ 52–60), битовнитом (№ 75–80) или андезином (№ 40–45), реже альбит-олигоклазом (№ 15–20). В полевошпатовых уртитах и ийолитах — это битовнит, выделяющийся в виде поздних ксеноморфных образований, заполняющих промежутки между другими минералами. Химический состав полевых шпатов приведен в табл. 22.

Оливин в породах щелочной основной серии встречается только в тералите и субщелочном габбро. По соотношению главных компонентов (Fe, Mg, Ca) он относится к высокоглиноземистой фаялитовой разности (табл. 23). Состав оливина, согласно оптическим данным, отвечает составу хризолита, феррогортонолита, гиалосидерита или гортонолита.

Амфибол — один из наиболее распространенных второстепенных минералов пород щелочных основных пород. Чаще он не образует самостоятельных выделений, а обрастает в виде каймы или замещает по спайности пироксен. Иногда последний полностью замещается амфиболом (остаются лишь мелкие его реликты). По химическому составу амфиболы пород щелочных основных серий довольно близки между собой (табл. 24, рис. 36). По сравнению с собственно щелочными амфиболами они более глиноземистые и кальциевые, что определяет их принадлежность к паргасит-гастингситовой, керсутитовой и реже баркевикитовой группе. На диаграмме

6	7	8	9	10	11
39,04	33,42	31,92	37,70	36,29	34,70
1,32	3,75	2,92	0,60	0,42	2,15
16,27	4,69	3,00	16,39	13,67	7,79
6,43	22,12	22,31	9,85	15,15	19,38
4,46	1,43	5,50	3,05	1,33	2,34
0,09	1,62	1,05	0,49	0,67	0,92
1,10	Сл.	0,39	0,00	0,00	0,00
30,91	30,47	27,80	31,97	31,03	32,93
0,41	0,61	0,69	0,00	0,13	0,00
0,08	0,34	0,29	0,00	0,00	0,00
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
100,11	98,45	98,87	100,05	99,73	100,21
		Формульные коэффициенты			
2,97	2,8	2,79	3,00	2,95	2,98
0,08	0,24	0,19	0,05	0,02	0,12
1,50	0,47	0,30	1,54	1,16	0,70
0,40	1,39	1,46	0,41	0,86	1,27
0,31	0,09	0,40	0,46	0,22	0,06
Сл.	0,12	0,07	0,03	0,05	0,06
0,13	Сл.	0,05	0,00	0,00	0,00
2,63	2,74	2,60	2,51	2,73	2,88
Сл.	0,10	0,11	0,00	Сл.	0,00
Сл.	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
8,02	7,99	8,00	8,00	7,99	7,97
61,00	16,00	0,00	48,00	60,40	31,30
24,00	76,90	82,80	43,00	20,60	64,20
4,00	0,00	1,60	0,00	0,00	0,50
10,00	2,90	13,30	7,40	15,40	2,00
0,00	3,80	2,30	1,60	1,00	2,00

риалам Е.Д. Андреевой: 7 — из миаскита (гора Пестрая), 8 — из фойяита (гора Дедова), 9 — из ийолита (Нижне-Бурульзайский массив); 10, 11 — по Шаракшинову, 1975; из мельтейгита (Мухальский массив).

Al—Ca—(Na + K) выявляются определенные особенности состава амфиболов уртитов, ийолитов, якупирангитов, тералитов, фойяитов, субщелочных габбро и пироксенитов. Так, амфиболы ийолитов, уртитов и тералитов более кальциевые, а амфиболы фойяитов — более щелочные. Для всех амфиболов характерна высокая железистость (f = 40—90), которая постепенно возрастает в направлении от ранних членов щелочных основных серий к поздним.

Апатит, как и титаномагнетит, является наиболее характерным акцессорным минералом всех пород щелочных основных серий. Максимальное его количество отмечается в наиболее ранних (субщелочное габбро, субщелочной базальт, пироксенит, щелочной пикрит, щелочной долерит) и средних (уртит, ийолит, тешенит, тералит, тефрит, нефелинит) членах интрузивных и вулканических серий. Апатит образует довольно крупные, чаще длиннопризматические или с шестигранным сечением зерна, включенные, как правило, в пироксен. Его количество заметно возрастает в породах эндо- и экзоконтактов, где он образует мелкие обильные иглообразные кристаллы, пересекающие иногда все другие минералы.

Титаномагнетит в породах щелочных основных серий — постоянная акцессорная примесь. Он образует довольно крупные скопления или рассеянную вкрапленность, а в отдельных случаях цементирует зерна плагиоклаза и пироксена. Содержание титаномагнетита в породах подвержено колебаниям: в лейкократовом субщелочном трахитоидном габбро его очень мало и ассоциирует он в основном с оливином, тогда как в плагиоклазите титаномагнетит выполняет роль темноцветного минерала. Зерна титаномагнетита иногда окружены каймой из эпидота, титанита или

Таблица 26. Средний химический состав (в вес.%) серий щелочных основных пород*

Компоненты	Серия			Компоненты	Серия		
	вулканическая	субвулканическая	интрузивная		вулканическая	субвулканическая	интрузивная
SiO_2	45,70	44,65	45,50	Na_2O	4,35	4,30	7,15
TiO_2	1,89	1,99	0,74	K_2O	2,26	2,91	2,41
Al_2O_3	16,37	16,91	19,41	P_2O_5	0,72	0,69	0,29
Fe_2O_3	4,92	3,92	4,28	CO_2	0,82	1,16	0,67
FeO	5,24	5,83	5,21	S	0,03	0,14	0,05
MnO	0,20	0,21	0,22	F	0,05	0,24	0,18
MgO	6,50	4,11	1,89	Cl	0,16	0,06	0,06
CaO	9,29	7,43	9,99	H_2O	2,29	3,47	1,26

*Рассчитан средний арифметический состав, в котором учитывались все главные члены серий. Поскольку соотношения объемов пород-гомологов в разных сериях довольно близки, полученные цифры приближенно отражают состав пород серий.

титанита и биотита. Нередко он включает зерна шпинели (плеоназта или герцинита), реже ильменита. Поздний титаномагнетит развивается по пиркосену. Заметно возрастает его роль в породах эндо- и экзоконтактов — ийолитах, тералитах, эссекситах, где он образует либо идиоморфные кристаллы, либо ксеноморфные выделения. Исследования на микрозонде показали, что титаномагнетиты пород щелочных основных серий разных провинций, например, Кузнецкого Алатау (гора Горячая) и Забайкалья (Сайженский массив), отличаются по содержанию хрома. Так, в титаномагнетите горячегорского субщелочного габбро и тералита хром отсутствует, в то время как для титаномагнетита аналогичных пород Сайженского массива он весьма характерен.

Гранат в породах щелочных основных серий — обычный акцессорный минерал. Его больше в уртитах, ийолитах, мельтейгитах, а в субщелочных габбро и фойяитах он весьма редок. Гранат встречается в двух генерациях — магматической и метасоматической. Последняя характерна для пород контактово-реакционных зон, а также нефелинизированных зон субщелочных габбро и плагиоклазитов.

Гранат магматического генезиса образует самостоятельные выделения и мелкозернистые агрегаты, где он находится в срастании с пироксеном, амфиболом, титанитом. Он образует тонкие прожилки и реакционные каймы вокруг пироксена. Химический состав гранатов пород интрузивных щелочных основных серий приведен в табл. 25. На известной диаграмме миналов андрадит — гроссуляр — пироп + спессартит + альмандин он попадает в поле гроссуляр-андрадита, причем количество андрадитовой составляющий в гранате увеличивается в направлении от субщелочного габбро, мельтейгита и ийолита к уртиту и фойяиту. По мере возрастания щелочности пород железистость граната увеличивается. Следует подчеркнуть также, что гранаты высоконатриевых пород щелочной основной серии постоянно содержат щелочи, преимущественно натрий, количество которого в десять и более раз превышает содержание калия. В целом же содержание щелочей в гранатах довольно резко возрастает в конечных членах серий. Весьма характерно, что гранаты пород щелочных основных серий почти всегда содержат хром в количестве от 0,02 до 0,24%.

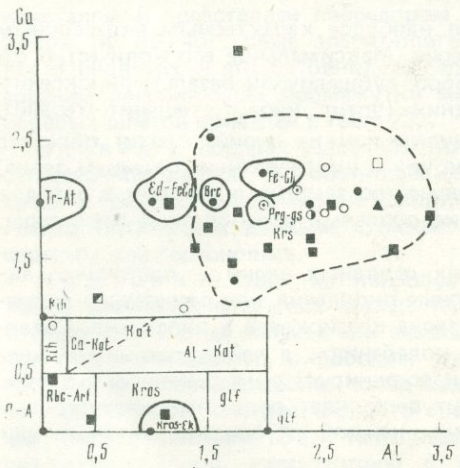


Рис. 36. Положение амфиболов из пород щелочных основных серий на схеме, отражающей номенклатуру амфиболов, по Коваленко В.И. (1977).

Условные обозначения те же, что на рис. 35

Prg–Gs — паргасит-гастингсит, Krs — керсутит, Brc — баркевикит, Ed — эденит

Таблица 27. Индикаторные отношения атомных количеств петрогенных элементов в породах серий щелочных основных пород

Отношения	Серия						
	вулканическая						
	щелочной пикрит	субщелочной оливиновый базальт	нефелинит	тефрит	трахибазальт	фонолит	щелочной пикрит
$\frac{Na + K}{Al}$	0,26	0,46	0,63	0,50	0,65	0,87	0,49
$\frac{Na}{K}$	2,10	2,36	2,14	1,87	1,50	1,51	1,52
$\frac{Na+K+Ca+Mg+Fe}{Si + Al + Ti}$	0,96	0,72	1,06	0,82	0,66	0,39	0,94
$\frac{Si}{Al}$	2,73	2,79	2,83	2,49	2,58	2,26	2,89
$\frac{Si}{Ti}$	15,77	18,87	11,69	14,69	19,93	236,72	10,71
$\frac{Mg}{\Sigma Fe}$	0,78	0,54	0,50	0,48	0,42	0,04	0,48
$\frac{Fe^{3+}}{\Sigma Fe}$	0,47	0,38	0,43	0,40	0,41	0,44	0,34
$\frac{Fe}{Ti}$	3,30	3,65	2,67	2,49	2,61	24,45	1,94

Таблица 27 (окончание)

Отношения	Серия							
	субвулканическая							
	щелочной долерит	тешенит	анальцимовый сиенит	субщелочной пироксенит	субщелочное габбро	тералит	уртит	фойяит
$\frac{Na + K}{Al}$	0,49	0,55	0,88	0,24	0,32	0,55	0,78	0,95
$\frac{Na}{K}$	1,92	2,00	0,94	6,57	5,89	5,27	3,05	1,41
$\frac{Na+K+Ca+Mg+Fe}{Si + Al + Ti}$	0,71	0,63	0,40	1,34	0,84	0,78	0,61	0,44
$\frac{Si}{Al}$	2,58	2,45	2,39	3,10	2,55	1,82	1,31	2,33
$\frac{Si}{Ti}$	18,51	18,97	130,0	16,26	30,11	50,88	126,3	171,86
$\frac{Mg}{\Sigma Fe}$	0,34	0,30	0,05	0,17	0,20	0,20	0,19	0,05
$\frac{Fe^{3+}}{\Sigma Fe}$	0,36	0,37	0,41	0,33	0,64	0,25	0,39	0,39
$\frac{Fe}{Ti}$	2,84	2,46	6,5	3,88	8,29	3,83	8,13	11,00

Титанит — редкий акцессорный минерал, который в виде самостоятельных кристаллов встречается только в фойяитах и фонолитах. Во всех других породах интрузивных серий он присутствует редко в мелкозернистых агрегатах вторичных минералов.

Выше были охарактеризованы геологическое строение, петрографический и минеральный состав, главнейшие геохимические особенности щелочных основных пород вулканических, субвулканических и интрузивных серий, обладающих рядом родственных черт и имеющих некоторые провинциальные отличия.

Приведенные материалы свидетельствуют о генетическом родстве рассмотренных серий и их формировании в ходе дифференциации щелочно-базальтоидной магмы.

В связи с этим представляет интерес сопоставление усредненных показателей главных петрогенных компонентов различных серий. Как видно из табл. 26, характер изменения последних указывает, с одной стороны, на сходство состава всех серий, с другой — на различие условий их формирования, что подчеркивается перераспределением некоторых ведущих компонентов в сериях разной фациальной принадлежности. Так, для вулканических серий характерны TiO_2, MgO, P_2O_5, Cl, субвулканических — TiO_2, MgO, P_2O_5, CO_2, S, F и H_2O, а интрузивных — Al_2O_3, CaO, Na_2O.

Весьма показательны в этом отношении и индикаторные отношения атомных количеств петрогенных элементов (табл. 27), которые указывают на генетическую связь между гомологами различных серий и подтверждают последовательный (нормальный) ход дифференциации, а именно: уменьшение общей основности расплава (закономерное снижение доли магния в направлении от наиболее ранних членов серий к поздним) и повышение в нем содержания кремнезема и щелочей. Такая направленность эволюции петрохимического процесса присуща всем без исключения сериям щелочных основных пород независимо от того, на каких глубинных уровнях они формировались.

Это подтверждается и поведением главных петрогенных и акцессорных элементов породообразующих минералов, составы которых находятся в прямой зависимости от состава пород. Так, в ранних меланократовых членах вулканических, субвулканических и интрузивных серий развит более магнезиальный пироксен — титанистый фассаит, а в конечных (уртитах, фойяитах) — эгирин-геденбергит.

Другим примером может служить амфибол, в составе которого в ходе дифференциации расплава снижается содержание титана и магния. По мере увеличения щелочности пород в амфиболах увеличивается степень замещения кремния алюминием, кальция щелочами, двухвалентных металлов (Mg, Fe^{2+}) трехвалентными (Al, Fe^{3+}). В результате, в ранних членах серий образуется амфибол, отвечающий по составу маложелезистому и низкощелочному кальциево-магнезиальному гастингситу, а в поздних, наиболее щелочных (уртит, фойяит) — натриево-железистому гастингситу.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ЩЕЛОЧНЫХ СРЕДНИХ (СИЕНИТОИДНЫХ) ПОРОД ЩИТОВ И КОНСОЛИДИРОВАННЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Характерной чертой магматических серий щелочных сиенитоидных[1] пород является господствующая роль в их составе интрузивных сиенит-нефелинсиенитовых или вулканогенных трахит-фонолитовых проявлений, формирующих самостоятельные магматические тела. Вулканогенные образования имеют ограниченное распространение и достигают значительных масштабов только в связи с развитием крупных континентальных рифтовых систем (например, Восточно-Африканская и др.). Серии сиенит-нефелинсиенитовых пород развиты более широко, причем их состав и степень дифференцированности существенно изменяются в зависимости от тектонической обстановки. Только на древних (эпикарельских) щитах проявлены серии агпаитовых фойяитов—уртитов—луявритов с поздними высоконатриевыми нефелин-содалитовыми и содалитовыми сиенитами (науяиты, тавиты) или щелочных сиенитов — хибинитов—фойяитов с обогащенными калием нефелин-кальсилитовыми сиенитами (рисчорритами). На приплатформенных глыбовых поднятиях байкалид и срединных массивах,

[1] Магматические серии щелочных сиенитоидных пород представлены преимущественно средними по кремнекислотности (53—59% SiO_2) фельдшпатоидными и щелочными сиенитами, в сочетании с которыми могут присутствовать породы щелочного основного (меланофойяиты, луявриты, науяиты) и реже щелочного ультраосновного (мельтейгиты, ийолиты, уртиты, тавиты) состава.

сложенных мощными толщами докембрийских сланцево-карбонатных пород, в составе сиенитоидных интрузивных серий преобладают фойяиты, внедрение и кристаллизация которых сопровождались образованием контактно-реакционных пород повышенной основности (ювиты, ийолит-уртиты, ийолиты) или кремнекислотности (щелочные сиениты, пуласкиты). Для посторогенных сводовых поднятий с мощной гранитно-метаморфической корой и огромными массами гранитоидных пород типично образование сиенит-нефелинсиенитовых серий, состав отдельных членов которых изменяется от кварцсодержащих (нордмаркиты) до нефелинсодержащих (пуласкиты) и собственно нефелиновых сиенитов (миаскиты, фойяиты). Среди магматических серий щелочных средних пород различаются интрузивные серии, образование которых регулировалось глубинными процессами (преимущественно магматическая дифференциация), и кристаллизационные серии, на формирование которых отчетливое воздействие оказали процессы взаимодействия щелочного расплава с вмещающими толщами. Ниже дается характеристика наиболее распространенных в природе серий щелочных салических (сиенитоидных) пород.

ФОЙЯИТ, УРТИТ, ЛУЯВРИТ, НАУЯИТ ДРЕВНИХ ЩИТОВ

Данная серия магматических щелочных пород проявлена только на древних щитах, где ее образование связано с длительным становлением автономных интрузивных массивов агпаитовых[1] фельдшпатоидных сиенитов, представляющих собой сложнопостроенные тектоно-магматические комплексы центрального типа. К их числу относятся Ловозерский массив, расположенный на Балтийском щите, Илимауссакский — на гренландской части Канадского щита и Пилансбергский — на Южно-Африканском щите. Каждый из перечисленных массивов обладает своими особенностями строения и состава. При этом серия фойяитов, уртитов, луявритов и науяитов наиболее отчетливо выражена в Ловозерском щелочном плутоне, детально изученном как в геологическом, так и минералого-петрографическом отношении.

Ловозерский массив (рис. 37) расположен в пределах субширотной грабенообразной структуры, ограниченной глубинными разломами и наложенной на протоархейское кристаллическое основание Балтийского щита. Грабен выполнен среднепалеозойской осадочно-вулканогенной свитой пород, которая сохранилась в кровле массива в виде ксенолитов различной формы и размеров. Согласно данным Н.А. Елисеева, ксенолиты весьма разнообразны по составу и представлены метаморфизованными глинистыми и мергелистыми сланцами, туфогенными сланцами, песчаниками, алевритами, филлитами, щелочными пикробазальтами и авгитовыми базальтами; отмечаются также щелочные трахитовые и фонолитовые порфиры, эссекситовые порфиры и ромбен-порфиры.

Ловозерский массив представляет собой многофазное интрузивное тело площадью 650 км^2, полого наклоненное к восток-северо-востоку. Согласно геофизическим данным (Шаблинский, 1963), массив имеет двухъярусное строение. Вверху он представляет собою чашеобразное лополитоподобное тело мощностью свыше 2 км, ограниченное крутыми внешними контактами при довольно пологом падении первичной слоистости к центру массива. Ниже массив имеет штокообразную форму (диаметр около 20 км); прослежен он на глубину 6—7 км. Все исследования были сосредоточены в верхней части массива, имеющей вполне удовлетворительную естественную обнаженность. Трубообразная форма массива в его глубинной части в известной мере принимается условно. Массив залегает в дислоцированной толще архейских гнейсов, которые окружают его со всех сторон. Однако вмещающие древние породы обнажены весьма неудовлетворительно. Преобладают биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и гранитогнейсы с подчиненным развитием пироксен- и амфиболсодержащих разновидностей. Вблизи Ловозерского массива в гнейсах известны пачки силлиманитовых сланцев и железистых кварцитов (верхний архей или нижний протерозой). Контакты массива с архейскими породами всюду крутые, нередко почти вертикальные, простирание на севере и юге — широтное, на востоке и западе — меридиональное. В зонах контакта

[1] Термин "агпаитовый" предложен Н. Уссингом для обозначения своеобразных нефелиновых сиенитов участка "Агпат" Илимауссакского щелочного массива. Позднее петрохимическое отношение $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ получило название коэффициента агпаитности или модуля щелочности.

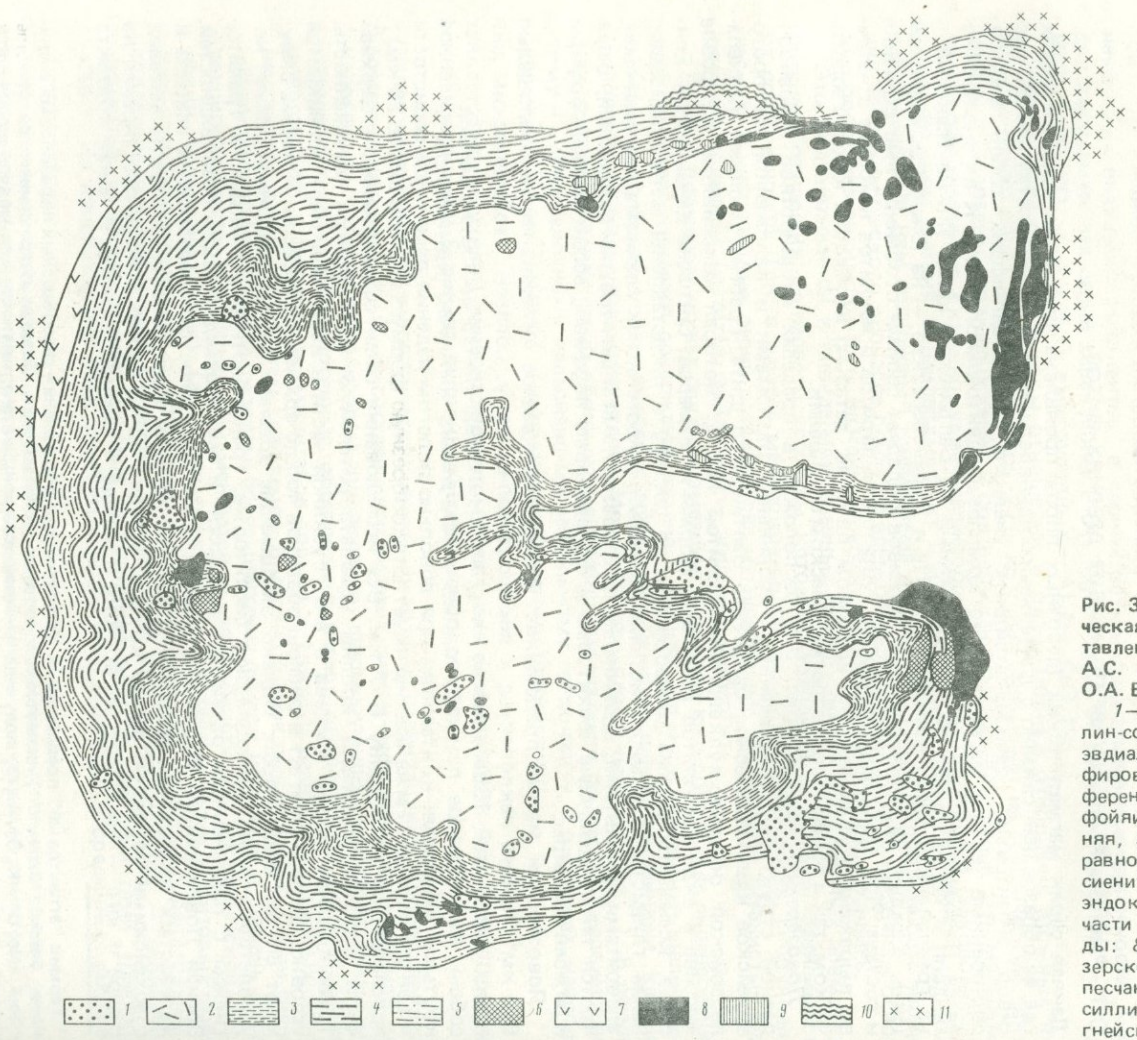


Рис. 37. Схематическая геолого-петрографическая карта Ловозерского массива (составлена на основе карты И.В. Буссен и А.С. Сахарова, 1972 с дополнениями О.А. Воробьевой и Р.М. Яшиной)

1–2 – комплексы: пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов (науяитов), *2* – эвдиалитовых луявритов с субфазой порфировидных луявритов; *3–5* – зоны дифференцированного комплекса луявритов-фойяитов-уртитов: *3* – верхняя, *4* – средняя, *5* – нижняя; *6* – порфировидные и равномернозернистые и нефелиновые сиениты; *7* – мелкозернистые фойяиты эндоконтактовой зоны и прикровлевой части массива; *8–11* – вмещающие породы: *8* – эффузивные образования ловозерской свиты (девон), *9* – туфосланцы, песчаники, алевролиты (девон), *10* – силлиманитовые сланцы (протерозой), *11* – гнейсы и гранитогнейсы (архей)

гнейсы подверглись интенсивной фенитизации. В непосредственной близости от массива среди гнейсов обнаружены мелкие тела ультраосновных пород, отвечающих по составу оливинитам, перидотитам и пироксенитам. В 7–8 км к северо-востоку от Ловозерского массива при геофизических исследованиях открыт Кургинский ультраосновной массив (оливиниты, перидотиты, оливиновые пироксениты, пироксениты), пересеченный жилами сиенитов, монцонитов и фойяитов.

Формирование Ловозерского щелочного массива происходило в несколько интрузивных фаз. Наиболее ранними являются мелкозернистые и порфировидные нефелиновые сиениты. Они обычно встречаются в краевых зонах массива в виде различных по форме и размерам ксенолитов (см. рис. 37). Преобладающая масса пород Ловозерского плутона возникла в две главные фазы. В одну из них образовался первичнорасслоенный комплекс пород, представленный луявритами, фойяитами, уртитами и получивший название дифференцированного комплекса, в другую – внедрился плутон, сложенный эвдиалитовыми луявритами.

Ритмичная кристаллизационная дифференцированность луяврит-фойяит-уртитового комплекса пород поставила Ловозерский массив в ряд классически расслоенных интрузий, в том числе для щелочных пород. Расслоение фиксируется ритмичным чередованием в вертикальном сечении многочисленных слоев (горизонтов) пород с различным соотношением нефелина, полевого шпата и эгирина. Кристаллизационная дифференциация происходила в таких масштабах, что переслаивание пород выдержано на всей площади Ловозерского массива, хотя мощность отдельных слоев (пластов) изменяется. Уртиты, фойяиты, луявриты залегают согласно и обычно связаны между собой переходами через полевошпатовые уртиты, ювиты и лейкократовые луявриты. Исключение составляет резкая граница между прослоями уртитов и подстилающих их луявритов. Мощность первичнорасслоенного (дифференцированного) комплекса пород изменяется от 1440 до 1700 м (Герасимовский и др., 1966). В пределах комплекса выделяется более двухсот прослоев (пласты, горизонты), из которых луявритам принадлежит – 97, фойяитам – 64, уртитам – 13 и ювитам – 29. Слои перечисленных пород чередуются в строго определенных интервалах разрезов, входя в состав неоднократно и ритмически повторяющихся трехчленных (уртит–фойяит–луяврит) и двучленных (фойяит–луяврит) пачек. В строении рассматриваемого комплекса четко выделяются три зоны с различной степенью расслоения.

Верхняя зона мощностью от 200 до 400 м – идеально расслоенная с трехчленными пачками. Уртитовые слои, несмотря на небольшую мощность, очень выдержаны по простиранию и являются своего рода маркирующими горизонтами. В верхней зоне фойяиты резко преобладают над луявритами. Последние слагают зону на 25–30%, тогда как фойяиты – на 55–65%; уртиты находятся в подчиненном количестве (до 15%). Луявриты и уртиты довольно выдержаны по составу и текстуре, тогда как фойяиты, образующие крупные пластообразные слои, неустойчивы по количественным соотношениям полевого шпата и нефелина с тенденцией к локальному обогащению последним. Там, где расслоение наиболее полное, ниже фойяита всегда располагается уртит, и переход от одного слоя к другому осуществляется постепенно через ювиты.

Средняя зона мощностью 640–670 м сложена преимущественно эгириновыми луявритами. В ней есть редкие трехчленные пачки с уртитами и несколько двучленных пачек фойяит – луяврит, но в основном переслаиваются мезократовые, меланократовые и лейкократовые луявриты, на долю которых приходится 90% всех участвующих в строении зоны пород.

Нижняя зона мощностью до 600 м вновь более расслоенная. Для нее типично чередование двух- и трехчленных пачек пород, однако, в отличие от верхней зоны, здесь фойяиты образуют менее мощные слои, число которых возрастает. Анхимономинеральных уртитовых слоев в этой зоне очень мало, чаще встречаются ювиты, которые по соотношению нефелина и полевого шпата занимают промежуточное положение между уртитами и фойяитами. В нижней зоне, так же как и в верхней, лейкократовые породы (фойяиты, уртиты, ювиты) преобладают, но здесь они более тонко переслаиваются с луявритами в виде пластообразных горизонтов меньшей мощности (до нескольких метров).

В целом полосчатый комплекс пород Ловозерского массива имеет зонально-симметричное строение. Средняя (слаборасслоенная, преимущественно луявритовая) зона расположена между более контрастно дифференцированными верхней и нижней

зонами, в которых преобладают фойяиты, переслаивающиеся с уртитами и меланократовыми луявритами. Входящие в состав каждой зоны ритмичные серии пород (как двух-, так и трехчленные) залегают согласно и, как правило, полого. Слоистость щелочных пород падает внутрь массива под углами 10—25° за исключением зоны внешнего контакта с архейскими гнейсами, где падение слоистости более крутое (45°).

Во вторую (главную) фазу формирования Ловозерского плутона произошло внедрение щелочного расплава, отвечавшего по составу комплексу эвдиалитовых луявритов. Он образует пологозалегающее интрузивное тело, приуроченное к верхней части массива. В его западной и центральной частях мощность эвдиалитовых луявритов достигает 600 м, а в восточной — уменьшается до 200 м. Данный комплекс наиболее детально изучен И.В. Буссен и А.С. Сахаровым (1972), которые обосновали его первичнорасслоенное строение, проявленное во всем объеме, доступном для наблюдений. В вертикальном разрезе чередуются прослои мелано-, мезо- и лейкократовых эвдиалитовых луявритов, связанных постепенными взаимопереходами. Они слагают около 90% объема комплекса. Фойяиты, уртиты и ювиты играют подчиненную роль. Их прослои располагаются на разных гипсометрических уровнях и нередко выклиниваются по простиранию. Характерными особенностями комплекса эвдиалитовых луявритов являются: а) чередование в его верхней части довольно крупнозернистых луявритов с варьирующим содержанием эвдиалита, иногда обогащенных этим минералом; б) наличие в прикровлевой части комплекса меланократовых слоев, насыщенных эгирином и эвдиалитом и отвечающих по составу эгиринитам, эвдиалититам, эвдиалитовым ийолитам и гренландским какортокитам; в) ведущая роль в составе пород щелочносодержащих цветных минералов: эгирина, эвдиалита, а нередко лампрофиллита, мурманита и др.

С комплексом эвдиалитовых луявритов как в пространстве, так и во времени тесно сопряжены породы, объединяемые большинством исследователей в субфазу порфировидных луявритов. Для них характерна мелкозернистая основная масса, насыщенная эгирином, среди которой неравномерно распределены порфировые вкрапленники K—Na полевого шпата, нефелина, эвдиалита, мурманита, лампрофиллита, ловозерита и др.

По условиям залегания и форме проявления порфировидные луявриты подразделяются на два типа. Один из них — эндоконтактовый — связан постепенными переходами с эвдиалитовыми луявритами и развит вдоль их границы с более ранним дифференцированным комплексом фойяитов—уртитов—луявритов. В эндоконтактных разновидностях пород вкрапленники представлены полевым шпатом, эвдиалитом и реже ловозеритом. Другой, жильный, тип порфировидных луявритов близок по внешнему облику к тингуаитам. Он проявлен главным образом в пределах комплекса эвдиалитовых луявритов, но иногда выходит за его пределы и образует среди вмещающих осадочно-вулканогенных пород дайковые поля и зоны эруптивых брекчий, сцементированных порфировидными луявритами. В данных породах вкрапленники представлены лампрофиллитом или мурманитом как и в большинстве секущих дайковых тел. Вполне вероятно, что они принадлежат к жильным отщеплениям, сопровождавшим формирование комплекса эвдиалитовых луявритов. По отношению к площади распространения последних жильные порфировидные луявриты составляют всего 0,5—1%.

Среди щелочных пород Ловозерского массива наиболее спорное положение занимают пойкилитовые нефелин-содалитовые сиениты (науяиты) и тавиты. По сравнению с луявритами их ничтожно мало (не более 5—7% от общего объема массива), но они играют важную роль в магматической истории щелочного плутона. Эти породы привлекают внимание не только своей своеобразной структурой, при которой нефелин и содалит заключены внутри крупных пойкилокристаллов K-Na полевого шпата, но и большим разнообразием редкометальных минералов и минералов с летучими компонентами (Герасимовский и др., 1966; Семенов и др., 1974). Пойкилитовые нефелин-содалитовые сиениты сосредоточены преимущественно в южной половине Ловозерского массива, где известно не менее 100 тел площадью от десятков и сотен квадратных метров до 1—2 км^2. Форма тел крайне разнообразна: от крупных межпластовых и секущих интрузий (гора Карнасурт) до сложноветвящихся жильных тел, мелких линз и оваловидных обособлений с причудливыми внешними контурами (гора Куфтньюн). Многие из этих тел тяготеют к зонам внешнего и внутреннего контактов дифферен-

цированного комплекса фойяитов—уртитов—луявритов. Однако главная их масса находится все же среди более поздних эвдиалитовых луявритов, где они группируются в нечетко выраженные линейные зоны, расположенные радиально по отношению к центральной впадине оз. Сейдъявр.

Характер контаков пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов с вмещающими луявритами не всегда приводит к однозначному решению вопроса об их относительном возрасте. Чаще это относится к мелким телам, которые можно рассматривать и как сингенетичные образования, и как бескорневые межпластовые тела, содержащие ксенолиты вмещающих луявритов. Крупные секущие тела пойкилитовых сиенитов формировались позднее эвдиалитовых луявритов в системах трещин, к которым они приурочены. Вслед за О.А. Воробьевой мы рассматриваем пойкилитовые нефелин-содалитовые сиениты (науяиты) как продукты кристаллизации остаточного магматического расплава, обогащенного редкими элементами и летучими компонентами, особенно фтором и хлором. Внедрение этого расплава происходило после образования комплекса эвдиалитовых луявритов вдоль наиболее ослабленных приконтактовых зон и постинтрузивных разрывных нарушений, возникших в связи с кальдерообразным проседанием Ловозерского плутона в районе оз. Сейдъявр.

Присутствие пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов (науяитов) среди пород двух главных этапов формирования массива в форме межпластовых и трещинных интрузий не позволяет относить их к числу наиболее ранних магматических образований, как это было сделано Н.А. Елисеевым, И.В. Зеленковым и Н.К. Нефедовым (1938), а также И.В. Буссен и А.С. Сахаровым (1972). В упомянутых работах ошибочно объединены поздние нефелин-содалитовые породы с наиболее ранними мелкозернистыми, порфировидными и пойкилитовыми нефелин- и нозеансодержащими породами, встречающимися только в форме ксенолитов.

Наличие в составе поздних интрузивных дифференциатов содалита, гидросодалита виллиомита, ломоносовита и мурманита указывает на обогащение магматического расплава Cl, F, P, H_2O. Значительная роль летучих компонентов отразилась на развитии пегматоидных образований, сопровождающих пойкилитовые нефелин-содалитовые сиениты. Эти пегматиты совершенно отличны от пегматитов эвдиалитовых луявритов и дифференцированного комплекса луявритов—фойяитов—уртитов. В них роль главных минералов принадлежит содалиту гакманитового типа, натролиту и уссингиту; среди второстепенных и акцессорных минералов выявлено 120 минеральных видов, в том числе минералы лития, бериллия, редких земель, титана, ниобия, циркония (Семенов и др., 1974). Подобной минерализации нет в пегматоидных образованиях, связанных с другими комплексами пород. Пойкилитовые нефелин-содалитовые сиениты (науяиты) и их пегматиты завершают формирование многофазного Ловозерского плутона. Они являются продуктом длительной дифференциации щелочного магматического расплава, пересыщенного щелочами (особенно натрием) и обогащенного летучими компонентами.

Таким образом, формирование Ловозерского массива произошло в четыре последовательные интрузивные фазы, каждой из которых соответствует определенный комплекс щелочных пород:

I фаза — мелкозернистых, порфировидных и пойкилитовых нефелиновых сиенитов, сохранившихся только в виде ксенолитов;

II — главная фаза, образующая первичнорасслоенный комплекс фойяитов-уртитов луявритов, возникший в результате длительной кристаллизационной дифференциации;

III фаза, представленная слаборасслоенным комплексом эвдиалитовых луявритов с субфазой порфировидных нефелиновых сиенитов (полевошпатовых, ловозеритовых, лампрофиллитовых, мурманитовых и др.);

IV — завершающая фаза пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов (науяиты и тавиты).

Перечисленные комплексы щелочных пород сопровождаются пегматоидными и пегматитовыми образованиями, обособившимися от материнских интрузивных пород как в форме сингенетических гнезд, шлиров и линз, так и в виде эпигенетических жил, крупных межпластовых и секущих тел.

Что касается серии молодых жильных пород, то их образование нельзя связывать ни с одним из упомянутых выше комплексов. На основании известных геологических данных можно лишь предполагать, что становление дайковой серии происходи-

ло при проявлении постинтрузивной трещинной тектоники и было связано, с одной стороны, с внедрением глубинного щелочного базальтового расплава, а с другой — с деятельностью остаточных магматических очагов, отвечавших по составу меланократовым сиенитам (тингуаитам). Такие очаги могли сохраниться в корневых частях Ловозерского плутона.

Минералогии Ловозерского массива посвящены многочисленные статьи и обобщающие монографические работы (Власов и др., 1959; Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1972; Семенов и др., 1974), в которых исследователи обращали внимание на уникальность и исключительное разнообразие минерагении щелочных (агпаитовых) магматических образований. Как отмечает Е.И. Семенов (Семенов и др., 1974), по общему числу минеральных видов (более 200) этот массив занимает первое место в мире. За последние два десятилетия в нем открыто более 25 новых минералов и не менее 50 неизвестных ранее разновидностей. Большинство из них весьма редки, а значение главных породообразующих минералов имеют щелочные полевые шпаты (микропертит, микроклин, альбит), фельдшпатоиды (нефелин, содалит, реже науякозит), щелочные пироксены (эгирин, реже эгирин-салит), амфиболы (арфведсонит, катафорит) и в некоторых породах — эвдиалит. Для второстепенной и акцессорной составной части пород особенно характерны натрийсодержащие цирконосиликаты, титаносиликаты, титанониобаты, силикофосфаты, фториды (виллиомит), а также минералы редких земель, лития, бериллия, тория, стронция, марганца и др.

От ранних интрузивных комплексов к поздним в породах Ловозерского массива намечается следующее изменение парагенезисов щелочных алюмосиликатных минералов: науякозит-нефелин-калишпатовый (I комплекс), нефелин-калишпатовый или существенно нефелиновый (II комплекс), нефелин-альбит-калишпатовый (III комплекс) и нефелин-содалит-калишпатовый (IV комплекс). В этом же направлении намечается последовательная смена цветных компонентов, а именно: эгирин-салита гастингсита (I), эгирином и арфведсонитом (II), эгирином и эвдиалитом (III), эгирином и Fe-арфведсонитом (IV). Одновременно с этим изменяется набор ведущих акцессорных минералов. Так, типичные для миаскитовых нефелиновых сиенитов (I) циркон, титанит, апатит, титаномагнетит, в агпаитовых (II, III) — представлены эвдиалитом, ламрофиллитом, рамзаитом, мурманитом и др., а в ультраагпаитовых (IV) — виллиомитом, нептунитом, эвдиалитом, ловозеритом, чкаловитом и др.

В кристаллизационной серии уртитов, фойяитов, луявритов, образующей первично-расслоенный комплекс, парагенезис породообразующих минералов остается относительно постоянным (микропертит, альбит, нефелин, эгирин, арфведсонит), хотя существенно меняются их количественные соотношения. В уртитах господствующая роль принадлежит нефелину (75—90%), в фойяитах — микропертиту и нефелину (78—95%), а в луявритах — эгирину, альбиту и микропертиту (до 70%). В этой серии пород набор акцессорных минералов меняется мало, но возрастает количественная роль определенных их видов: в уртитах — апатита и лопарита и др., в фойяитах — эвдиалита, мурманита и лампрофиллита и др., в луявритах — ринколита, нептунита, шизолита и др.

Петрохимия и геохимия Ловозерского массива изучены не менее детально, чем минералогия. Наиболее полная петролого-геохимическая характеристика различных интрузивных комплексов и главнейших разновидностей пород дана в обобщающей работе В.И. Герасимовского с соавторами (Герасимовский и др., 1966). Опубликованные в ней материалы, в том числе и первичные анализы пород О.А. Воробьевой и Р.М. Яшиной, использованы для вычисления средних составов различных интрузивных фаз и главнейших видов щелочных пород. Эти данные сведены в табл. 28 и нанесены на петрохимическую диаграмму (рис. 38). Последняя наглядно иллюстрирует различную направленность изменения химизма интрузивной и кристаллизационной серий. Для первой из них типично уменьшение кремнекислотности пород и возрастание в них суммарного количества щелочей от ранних фаз к поздним; для второй — устанавливается обратное явление: содержание калия и натрия снижается от ранних кристаллизатов (уртиты) к поздним (луявриты). Степень насыщения пород щелочами возрастает от уртита к фойяиту и луявриту, так как в этом направлении снижается содержание глинозема (от 25,9 до 12,87%) и одновременно с этим увеличивается количество окисного железа (от 4,08 до 1019%).

В интрузивной серии также нарастает степень насыщения щелочами от I к IV фазе, достигая максимума в комплексе эвдиалитовых луявритов ($K_a = 1,35$), а также в

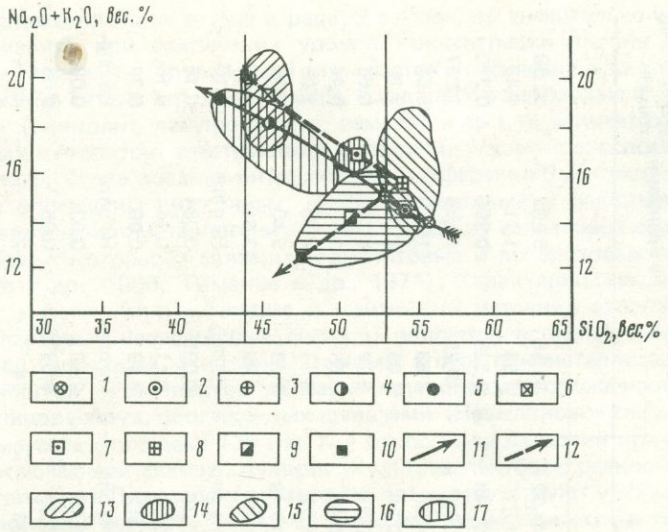


Рис. 38. Петрохимическая диаграмма пород Ловозерского щелочного массива

1–4 — средние составы интрузивных фаз Ловозерского массива: *1* — комплекса порфировидных и неравномернозернистых нефелиновых сиенитов первой фазы, *2* — первичнорасслоенного комплекса уртитов, фойяитов и луявритов второй фазы, *3* — комплекса эвдиалитовых луявритов третьей фазы, *4* — комплекса науяитов и тавитов (нефелин-содалитовых сиенитов) четвертой фазы; *5–10* — средние составы щелочных пород: *5* — тавита, *6* — уртита, *7* — ювита, *8* — фойяита, *9* — мезократового луяврита, *10* — меланократового луяврита; *11* — направление дифференциации интрузивной серии (по фазам); *12* — то же кристаллизационной серии (по средним составам пород первичнорасслоенного комплекса); *13–17* — поля изменчивости состава пород: *13* — уртитов, *14* — ювитов, *15* — эгириновых фойяитов, *16* — эгириновых луявритов, *17* — пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов (науяитов) и существенно содалитовых пород (тавитов)

науяитах (K_a = 1,32) и тавитах (K_a = 1,3–1,6). Характерно, что в этих магматических образованиях увеличивается роль натрия среди щелочей (Na_2O/K_2O = 4,5–21,0) и повышается значение окисного железа среди мафических компонентов.

Таким образом, наиболее характерной чертой интрузивной и кристаллизационной серий Ловозерского массива является нарастание от ранних их членов к поздним степени насыщения щелочами с образованием ультраагпаитовых остаточных расплавов (комплекс науяитов — тавитов) или остаточных кристаллизатов (прослои эгириновых мезо- и меланолуявритов). Вследствие этого геохимическое своеобразие пород Ловозерского массива определяется прежде всего щелочами, особенно натрием. Он, по-видимому, удерживал в агпаитовом расплаве летучие компоненты (P_2O_5, F, Cl, S), концентрация которых значительно возрастает в остаточных интрузивных дифференциатах и кристаллизатах. Как видно из табл. 28, от I к IV интрузивным фазам нарастает содержание летучих и особенно хлора, достигающего максимального содержания в комплексе науяитов—тавитов, где он входит в состав главного породообразующего минерала — содалита. Что касается кристаллизационной серии уртит — фойяит — луяврит, то для ее ранних членов устанавливается повышенное содержание фосфора, а для поздних — фтора.

Важной геохимической чертой рассмотренных выше магматических серий пород является обогащенность даже самых ранних интрузивных образований (I фаза) цирконием, ниобием, танталом, редкими землями. Концентрация этих элементов возрастает в остаточных интрузивных дифференциатах. Так, содержание Zr увеличивается на 2–3 порядка, Nb и Ta — в 2–3, а TR — в 5–6 раз.

При формировании кристаллизационной серии пород редкометальные элементы распределяются по-другому. Так, в уртитах, отличающихся большим дефицитом SiO_2 и высоким валовым содержанием щелочей (до 18%), накапливаются тантал, ниобий, редкие земли цериевой группы, входящие в состав титанониобатов, титаносиликатов, фосфатов или силикофосфатов.

Таблица 28. Средний химический состав (в вес.%) и содержание микроэлементов (в г/т) породы интрузивной и кристаллизационной серий Ловозерского массива

Компоненты	Интрузивная серия (последовательные фазы)					Кристаллизационная серия верхней зоны			
	мелкозернистые порфировидные нефелиновые сиениты (I)	расслоенные фойяиты, уртиты и луявриты (II)	расслоенные эвдиалитовые луявриты (III)	пойкилитовые нефелин-содалитовые и содалитовые сиениты (IV)		уртит	фойяит	луявриты	
				науяит	тавит			эгириновый	арфведсонитовый
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	56,79	54,14	53,21	45,59	42,50	43,92	55,55	51,62	52,88
TiO_2	1,03	0,81	1,26	1,03	0,52	1,87	0,63	1,71	1,43
$ZrO_2 + HfO_2$	0,170	0,290	1,36	0,261	0,264	0,140	0,325	0,290	0,210
Al_2O_3	19,94	17,19	15,51	21,33	22,86	25,9	19,29	13,69	12,87
Fe_2O_3	1,74	6,50	6,90	6,66	6,21	4,08	3,68	10,19	5,61
FeO	1,28	1,50	1,73	0,78	0,73	0,79	1,05	2,26	5,25
MnO	0,20	0,27	0,47	0,23	0,27	0,27	0,27	0,28	0,66
MgO	0,98	0,98	0,13	0,74	0,85	0,45	0,65	1,51	5,44
CaO	1,45	1,47	1,89	0,90	1,40	1,78	0,71	2,36	1,09
Na_2O	8,13	9,58	9,58	14,17	18,00	13,49	8,98	9,40	9,19
K_2O	5,94	5,23	4,81	2,71	1,16	4,06	6,99	3,61	4,23
H_2O^+	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,00	1,60	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,10
P	0,13	0,096	0,044	0,040	0,018	0,24	0,095	0,084	0,16
F	0,21	0,12	0,18	0,12	Не опр.	0,06	0,11	0,14	0,18
Cl	0,10	0,13	0,29	2,27	3,10	0,12	0,18	0,09	0,28
S	0,52	0,078	0,087	0,05–0,17	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Sr	0,140	0,055	0,13	0,03	0,017	0,10	0,08	0,03	0,08
Ba	0,11	0,006	0,07	0,045	–	0,36	0,08	0,05	0,06
Cr	24	28	29	17	240	33	24	29	41
Ni	5	7	34	3	8	6	4	9	8
Co	< 5	Не опр.	0–5	5	5	<5	<5	~ 5	~ 6
V	56	109	120	92	74	60	69	154	79
Nb	320	645	1016	490	490	572	702	607	760
TR_2O_3	1200	2350	2640	1300	740	2700	1200	3500	2000

В фойяитах снижается роль титана и редких земель, но значительно увеличивается — циркония (эвдиалит) при сохранении уровня концентрации ниобия и тантала. Для остаточных кристаллизатов (луявритов) намечается увеличение (по сравнению с фойяитами) содержания титана и редких земель, входящих в натриевые и редкоземельные титаносиликаты (ринколит, лампрофиллит, рамзаит и др.). В отличие от эгириновых и арфведсонитовых луявритов, участвующих в строении первичнорасслоенного комплекса пород (II фаза), более поздние интрузивные дифференциаты комплекса эвдиалитовых луявритов обогащены цирконием, ниобием, танталом и редкими землями. Эти элементы предопределяют металлогеническую специфику агпаитовой серии пород Ловозерского массива, с которыми связаны эвдиалитовые и лопаритовые рудопроявления (Герасимовский и др., 1966; Семенов и др., 1974). Характерно, что данные рудопроявления имеют магматогенный генезис и мантийный источник вещества (Когарко и др., 1983). Агпаитовые нефелиновые сиениты являются естественными породами — рудами на титан, цирконий и ниобий. Помимо этого, с кристаллизационной серией уртитов — фойяитов — луявритов связаны крупные месторождения высокоглиноземистых нефелиновых руд, обогащенных щелочами (Нефелиновое сырье, 1978).

Массив Илимауссак (площадь 136 км^2) — второй классический пример проявления серии пород, включающей фойяит, луяврит и ультраагпаитовые разности пород (науяиты и др.). В отличие от Ловозерского массива, здесь отсутствуют уртиты. Массив имеет верхнепротерозойский возраст (1168 + 21 млн. лет) и расположен в пределах докембрийской Гардарской провинции в Южной Гренландии, которая рассматривается как рифтовая структура (Континентальные рифты, 1981). Интрузив внедрился в докембрийские граниты и перекрыт гардарскими песчаниками и лавами. На основе геологических и геохимических исследований последних лет, а также анализа более ранних фундаментальных работ Х. Серенсеном с соавторами (The Ilimaussag intrusion..., 1981) развивается идея о трехстадийном формировании массива в следующей последовательности: 1) авгитовые сиениты; 2) кислые породы; 3) агпаитовые породы.

Породы стадии авгитовых сиенитов встречаются в кровле и вдоль контактов интрузива. Они рассматривались многими исследователями как представители родоначальной магмы массива Илимауссак, однако, в соответствии с новыми данными, их относят к кумулятивным образованиям. Допускается, что родоначальная магма была слегка недосыщена кремнеземом, а отделение ассоциации минералов (полевой шпат, оливин, ферросалит и др.), слагающих авгитовые сиениты, привело к образования более щелочной и недосыщенной кремнеземом жидкости.

Стадия щелочных кислых пород представлена щелочными гранитами и кварцевыми сиенитами, которые внедрились в виде пластовых тел в авгитовые сиениты и известны в кровле массива. Генетические взаимоотношения их с другими породами Илимауссакского массива не ясны.

Третья (главная) порция магмы была пересыщена щелочами и недосыщена кремнеземом. Она образовала расслоенную серию агпаитовых нефелиновых сиенитов в центре интрузива. В прикровлевой части последовательно сверху вниз формировались пуласкиты, фойяиты, содалитовые фойяиты и науяиты. В нижней части камеры вскрыты кокортокиты, которые, возможно, являются продуктом новой порции агпаитовой магмы. Кокортокиты вверх по разрезу постепенно переходят в луявриты. К этому времени магматическая камера имела форму диска (10000 × 5000 × 200 м). Существовали также, по-видимому, две или больше субкамеры, в которых расплав отвечал по составу луявритам. На самой поздней стадии внедрились арфведсонитовые луявриты, а также средне- и крупнозернистые луявриты, включая богатые стенструпином разности. После их образования отмечаются лишь проявления гидротермальной деятельности.

Касаясь строения и состава массива Илимауссак, необходимо отметить по крайней мере две наиболее примечательные его особенности: 1) циклически повторяющуюся расслоенную серию черных (арфведсонитовых), красных (эвдиалитовых) и белых (существеннополевошпатовых) кокортокитов; 2) уникальное обогащение пород массива редкими элементами (Zr, Nb, U, Th, Rb, Li, Be, TR и др.), которые концентрируются в эвдиалите (Zr), эпистолите (Nb), ринките (TR), стенструпине (U, TR), чкаловите (Be).

ЩЕЛОЧНОЙ СИЕНИТ, ХИБИНИТ, ФОЙЯИТ, РИСЧОРРИТ С ИЙОЛИТАМИ И УРТИТАМИ ДРЕВНИХ ЩИТОВ

Хибинский щелочной массив, в котором развита данная серия магматических пород, расположен на западном берегу оз. Умбъявр, которое отделяет его от описанного ранее Ловозерского плутона. Несмотря на их близкое пространственное положение и почти одновременное формирование, Хибинский массив существенно отличается от Ловозерского как по геологическому строению, так и по петрографическому составу. Для него характерно сочетание нормальных щелочных и нефелиновых сиенитов калиево-натриевого ряда с высококалиевыми образованиями типа рисчорритов. Формирование этих пород осложнено проявлением самостоятельной интрузивной фазы фойдолитов (ийолиты, уртиты), с которыми связано месторождение апатитовых руд.

Хибинский массив площадью около 1327 км^2 в плане имеет изометричную форму (рис. 39). Он приурочен к системе сквозных глубинных разломов, разделяющих крупные блоковые структуры, сложенные протерозойскими породами свиты имандра-варзуга и архейскими гранито-гнейсами. В пределах этой тектонической зоны в последние годы были установлены коренные выходы оливинсодержащих пироксенитов, сопоставляемых с ультраосновными породами каледонских интрузий центрального типа, в частности с Хабозерской группой (Кухаренко и др., 1965; Галахов, 1975), а также карбонатиты (Кравченко и др., 1982).

Внешние контакты Хибинского массива падают под разными углами (от 20° до вертикального положения) как к центру массива, так и от него. По данным геофизических исследований, внешний контакт на юге, западе и северо-западе расположен вертикально или круто наклонен к центру и прослеживается до глубин 7 км без признаков выклинивания. Одновременно для центральной части массива, сложенной фойяитами, на глубине 4–5 км намечается субгоризонтально расположенная подошва. Вмещающие породы в контакте с Хибинским массивом изменены, причем гнейсы сиенитизированы и превращены в фениты, а породы имандра-варзугинской свиты ороговикованы.

Внутренняя структура Хибинского массива имеет зонально-кольцевое строение, свойственное интрузиям центрального типа. Ранее данный массив причислялся к лакколитам, батолитам и даже бисмалитам. Зонально-кольцевое строение в плане фиксируется симметричным расположением и последовательной сменой подковообразных тел щелочных пород (см. рис. 39). Поступление магматического расплава осуществлялось по кольцевым и коническим разломам, которые периодически возникали в процессе формирования многофазного щелочного массива. Хибинским кольцевым интрузивам свойственно то вертикальное положение контактов, то их крутой наклон (углы 75–85°) в обе стороны относительно центра, тогда как конические интрузии падают к центру массива, причем нижние их контакты крутые (углы наклона от 40 до 75°), а верхние – более пологие (углы наклона от 15 до 30°). В периферических кольцах находятся самые ранние щелочные сиениты и хибиниты, а в центре массива расположены более поздние фойяиты.

При движении с запада на восток от периферии Хибинского массива к его центру смена кольцевых и конических интрузий происходит в следующей последовательности: 1) щелочные сиениты (умптекиты), средне- и мелкозернистые нефелиновые сиениты; 2) массивные крупнозернистые и трахитоидные хибиниты; 3) рисчорриты (пойкилитовые нефелиновые и нефелин-кальсилитовые сиениты); 4) ийолит-уртиты и нефелин-апатитовые породы; 5) среднезернистые и мелкозернистые нефелиновые сиениты (эгириновые и эгирин-амфиболовые); 6) фойяиты.

О начальном этапе формирования Хибинского плутона можно судить лишь предположительно, так как породы этого времени сохранились в виде разобщенных полос и участков преимущественно в западной половине массива. К наиболее ранним относятся щелочные сиениты, называемые обычно умптекитами. Они залегают в краевой части массива в виде единичных сравнительно крупных тел (протяженностью до 10 км и более) и многочисленных ксенолитов, сосредоточенных среди хибинитов.

Главный этап образования Хибинского массива начинается с интрузии крупнозернистых и трахитоидных эгирин-салитовых фойяитов, которые были выделены под названием хибинитов (Ramsey, Hachman, 1894). Они пользуются широким развитием в западной части массива, где достигают максимальной мощности (6–6,5 км). В восточ-

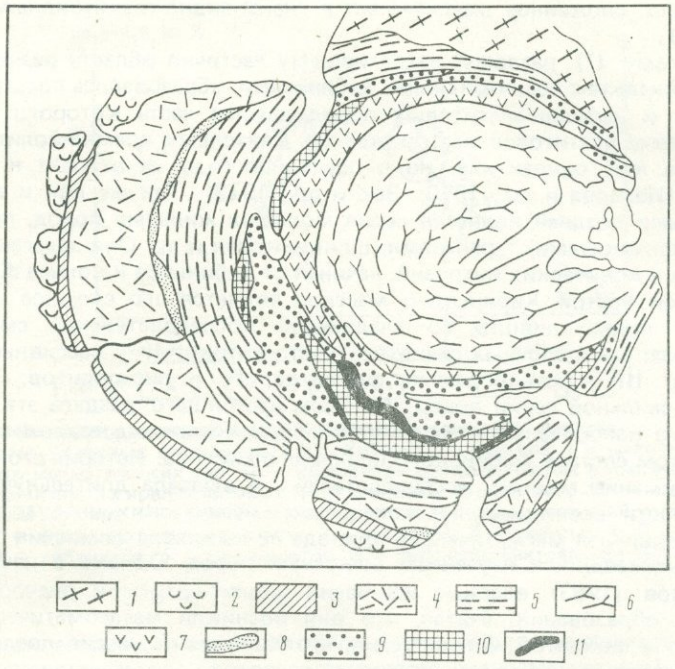


Рис. 39. Схема геологического строения Хибинского массива (по Е.Н. Володину и Н.А. Елисееву)
1–3 — вмещающие породы: *1* — архейские гранито-гнейсы, *2* — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы протерозоя, *3* —роговики плагиоклаз-пироксеновые; *4* — хибиниты кристаллозернистые; *5* — хибиниты трахитоидные; *6* — фойяиты внутренней части массива трахитоидные; *7* — фойяиты полукольцевой интрузии мелко- и среднезернистые; *8* — щелочные нефелинсодержащие сиениты; *9* — рисчорриты; *10* — ийолиты, малиньиты, уртиты; *11* — апатит-нефелиновые породы

ном направлении мощность уменьшается вплоть до полного выклинивания. По внутреннему коническому разлому, ограничивающему массивные хибиниты, произошла более поздняя интрузия трахитоидных хибинитов. Центр данной интрузии смещен в северо-восточном направлении на расстояние около 10 км. Мощность трахитоидных хибинитов более значительна в западной части массива (до 5,5 км).

Ядро Хибинского массива сложено фойяитами, образующими воронкообразное магматическое тело, центр которого смещен к восток-северо-востоку на 1,5 км по отношению к более ранней интрузии хибинитов. А.В. Галахов (1975) обратил внимание на большую неоднородность фойяитов, которые представлены несколькими разновидностями, образующими то довольно выдержанные зоны неустойчивой мощности, то залегающими в виде разобщенных линзовидных полос в пределах общей кольцевой структуры. В периферической части воронковидного интрузива развиты крупнозернистые амфибол-пироксеновые фойяиты. Они постепенно сменяются более выдержанными по структуре и составу трахитоидными лепидомелансодержащими фойяитами. Последние по мере движения к центру Хибинского массива переходят в крупнозернистые массивные или трахитоидные амфибол-пироксеновые разновидности. В ядре интрузивного тела развиты пироксеновые фойяиты с отчетливой пойкилитовой структурой и неравномерным сложением от крупно- до мелкозернистого. Они занимают площадь 35,75 км^2.

Как считают многие исследователи Хибинского массива (Ферсман, 1936; Куплетский, 1937; Елисеев и др., 1938; Тихоненков, 1963; Костылева-Лабунцова, и др., 1978), становление полукольцевой интрузии высококалиевых щелочных пород — рисчорритов — происходило после образования хибинитов и разнообразных по составу фойяитов. Согласно данным А.В. Галахова (1975), формирование рисчорритов происходило в две субфазы. В первую из них возникло кольцевое тело массивных пегматоидных рисчорритов с крупными полевыми шпатами, переполненными пойкилитическими вростками нефелина. Ко второй субфазе отнесено неполнокольцевое

интрузивное тело, сложенное массивными и гнейсовидно-трахитоидными рисчорритами (см. рис. 39).

По коническому (?) разлому, захватившему частично область развития рисчорритов и зону их контакта с трахитоидными хибинитами, образовалось пластообразное тело ийолит-уртитов и нефелин-апатитовых пород, южная часть которого включает знаменитое Хибинское апатитовое месторождение. Длительное время ийолитовая интрузия рассматривалась как одноактная, но в последние годы ее относят к многофазным образованиям (Иванова и др., 1970; Зак и др., 1972). Так же как и в Ловозерском массиве, наиболее поздней является серия молодых жильных пород, представленных тингуаитами, мончикитами, тералитами, шонкинитами и др. Они залегают среди пород всех кольцевых и конических интрузий, начиная от хибинитов и кончая фойяитами.

Отличительной чертой Хибинского массива является его сложное (многоактное) формирование, происходившее со следующей последовательной сменой главных интрузивных фаз: I — щелочных сиенитов (умптекитов); II — массивных и трахитоидных хибинитов; III — разнообразных фойяитов; IV — рисчорритов; V — ийолитов-уртитов; VI — жильной серии пород. Автором настоящего раздела эта схема принята потому, что она наиболее четко отражает современные представления о строении и петрографическом составе Хибинского щелочного массива. История его формирования привлекала внимание многих исследователей и вызвала длительную дискуссию о последовательности возникновения кольцевых и конических интрузий нефелиновых сиенитов. Их первичная магматическая природа не вызывала сомнения у большинства петрологов, занимавшихся изучением щелочных пород. Однако в начале 60-х годов И.П. Тихоненков (1963) впервые исключил ийолит-уртиты и рисчорриты из числа магматических образований, считая, что они возникли метасоматическим путем за счет хибинитов и фойяитов. Он допустил, что Хибинский массив представляет собой одноактную интрузию нефелинсиенитового расплава, при кристаллизационной дифференциации которого обособились внешнее кольцо хибинитов и ядро фойяитов. Затем в срединной части массива произошел кольцевой раскол, по которому с большой глубины поднимались постмагматические щелочные растворы, вызывавшие интенсивный метасоматоз. В результате между хибинитами и фойяитами образовалась кольцевая зона метасоматических пород, а именно: ийолит-уртитов при нефелинизации, рисчорритов при ортоклазизации, а мелкозернистых гнейсовидных и трахитоидных амфибол-эгириновых нефелиновых сиенитов при альбитизации. Идеи И.П. Тихоненкова пока не получили широкого признания, но они заставляют обратить внимание на тот факт, что явления автометасоматической перекристаллизации первичных магматических пород несомненно имели место в ходе развития многофазного интрузивного процесса, создавшего Хибинский щелочной массив, принадлежащий к числу наиболее сложных тектоно-магматических комплексов центрального типа.

Минеральный состав и петрохимические особенности пород Хибинского массива наиболее полно рассмотрены в книге А.В.Галахова (1975) и в двухтомном коллективном труде "Минералогия Хибинского массива" (Костылева-Лабунцова и др., 1978). Сведенный в этих работах фактический материал свидетельствует о том, что ассоциации главных породообразующих минералов хибинских магматических пород существенно отличаются от ловозерских. Для алюмосиликатной составной части фельдшпатоидных сиенитов Хибинского массива характерна ведущая роль нефелин-калишпатового парагенезиса (80—90% объема пород) в сочетании с такими цветными минералами, как эгирин-авгит (умптекиты), эгирин-салит (хибиниты), Al-катафорит (фойяиты) и биотит (рисчорриты). Эгирин и арфведсонит присутствуют в этих породах, но они обычно образуются на позднемагматической (автометасоматической) стадии их кристаллизации (Костылева-Лабунцова и др., 1978). Обращает на себя внимание тот факт, что в интрузивных образованиях Хибинского массива отсутствуют высоконатриевые магматические минералы (содалит, эгирин и Fe-арфведсонит), типичные для комплекса науяитов — тавитов Ловозерского массива.

Интрузивной серии пород Хибинского многофазного плутона свойственна другая изменчивость парагенезиса алюмосиликатных минералов от щелочно-полевошпатового (умптекиты) к нефелин-полевошпатовому (хибиниты, фойяиты) и кальсилит-нефелин-полевошпатовому (рисчорриты). В данном направлении намечается следующая последовательная смена цветных компонентов: эгирин-авгит → эгирин-салит → Al-катафорит → лепидомелан + салит-эгирин (или арфведсонит). Параллельно с этим изме-

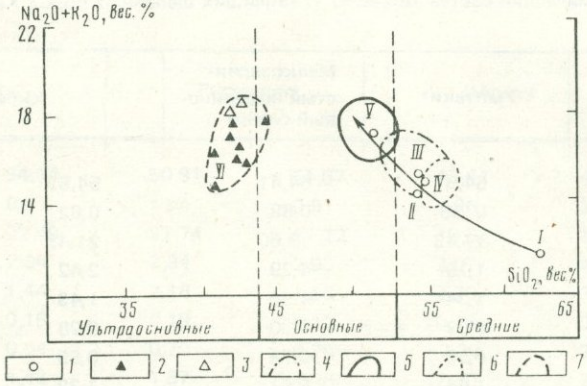


Рис. 40. Петрохимическая диаграмма пород Хибинского щелочного массива

Средние составы главных интрузивных фаз Хибинского массива: I — щелочных сиенитов — умптекитов ранних магматических тел, II — комплекса мелкозернистых нефелиновых сиенитов, III — комплекса хибинитов (эгирин-салитовых и эгириновых фойяитов), IV — комплекса фойяитов центральной части массива, V — комплекса рисчорритов, VI — комплекса ийолитов, уртитов; *1—3* — виды пород: *1* — фельшпатоидные сиениты, *2* — ийолиты, *3* — уртиты; *4—7* — поля вариаций состава пород: *4* — хибинитов, *5* — рисчорритов, *6* — фойяитов центральной части массива, *7* — ийолитов, уртитов

няется набор акцессорных минералов. Если в ранних щелочных сиенитах (умптекитах) они представлены апатитом, сфеном, ильменитом, титаномагнетитом и цирконом, то в более поздних хибинитах и фойяитах к сфену присоединяются энигматит, лампрофиллит, астрофиллит, эвдиалит, рамзаит, ринкит и др. Для рисчорритов характерно появление, помимо перечисленных акцессорных минералов, целого ряда редких калий- или натрийсодержащих титаносиликатов, цирконосиликатов и силикофосфатов (ферсманит, щербаковит, вадеит, ломоносовит, беталомоносовит, юкспорит, расвумит и др.), образовавшихся на поздне- и постмагматической стадии кристаллизации рисчорритов при развитии высокотемпературного метасоматического процесса — ортоклазизации.

Для выяснения петрохимических особенностей фельдшпатоидных сиенитов Хибинского массива использованы материалы А.В. Галахова (1975) по химизму этих пород (табл. 29), на основании которых построена петрохимическая диаграмма (рис. 40). Она свидетельствует о том, что хибинская интрузивная серия в целом является более кремнекислой и менее щелочной по сравнению с ловозерской, поскольку петрохимическая линия, отражающая эволюцию состава пород от I к IV фазам, расположена в области магматических образований среднего состава (SiO_2 от 53 до 64%), и только рисчорриты попадают в область пород основного состава. При этом от ранних членов интрузивной серии к поздним снижается кремнекислотность (64,9—50,9%) и возрастает суммарная щелочность (14,46—17,31%). Подобное изменение происходит на фоне увеличения содержания глинозема (17,4—22,4%) при незначительных колебаниях величины отношения окисного и закисного железа (0,61—1,04—0,72).

Приведенные в табл. 29 петрохимические отношения показывают, что степень насыщения пород щелочами возрастает от умптекитов к хибинитам, фойяитам и рисчорритам, но менее значительно, чем в поздних интрузивных фазах Ловозерского массива. Более существенно изменяется соотношение натрия и калия в сторону увеличения роли последнего. Для всех пород хибинской магматической серии характерна повышенная глиноземистость, так как величина Al_2O_3/Fe_2O_3 в основном колеблется от 15 до 11, а Fe_2O_3/FeO — от 0,6—1,4 (ранние фазы) до 0,6—0,7 (поздние фазы).

Что касается ийолит-уртитовых пород Хибинского массива, то они существенно отличаются от интрузивной серии фельдшпатоидных сиенитов как по ассоциации породообразующих минералов, так и по химизму (см. табл. 29). На петрохимической диаграмме (см. рис. 40) ийолиты и уртиты обособились в виде самостоятельного поля, расположенного в области изверженных горных пород щелочного — ультраосновного состава. Они резко обеднены кремнекислотой, обогащены кальцием, фосфором и титаном. Им свойственно повышенное содержание магния (2—3%), необычное для серии фельдшпатоидных сиенитов. Это позволяет высказать предположение о том, что

Таблица 29. Средний химический состав (в вес.%) главнейших щелочных пород Хибинского массива (по А.В.Галахову, 1975)

Компоненты	Умптекит	Мелкозернистый нефелиновый сиенит	Хибинит	
SiO_2	64,91	54,41	54,52	53,27
TiO_2	0,55	0,88	0,92	1,06
Al_2O_3	17,43	19,60	21,48	20,15
Fe_2O_3	1,75	4,29	2,42	3,48
FeO	1,34	1,96	1,43	1,92
MnO	0,12	0,30	0,25	0,27
MgO	0,59	0,78	0,59	0,62
CaO	1,44	1,61	1,32	2,00
Na_2O	7,82	8,47	9,80	9,67
K_2O	3,64	5,91	5,86	5,90
$H_2O^{\pm}$	1,02	0,45	1,03	1,11
CO_2	Не опр.	0,02	0,03	0,05
P_2O_5	"	0,32	0,15	0,16
SO_3	"	0,03	0,05	0,04
Cl	"	0,13	0,03	0,04
F	"	0,03	0,16	0,10
ZrO_2	"	0,04	0,11	0,11
TR_2O_3	"	0,02	0,08	0,09
Nb_2O_5	"	0,018	0,031	0,029
Ta_2O_5	"	0,022	0,0036	0,0025
Li_2O	"	0,0030	0,0054	0,0059
Rb_2O	"	0,0090	0,0187	0,017
Cs_2O	"	0,0008	0,0005	0,0039
BeO	"	0,0011	0,0021	0,0023
GaO	"	Не опр.	0,0072	0,0050
SrO	"	0,06	0,08	0,12
BaO	"	0,05	0,17	0,13
CuO	"	0,010	0,0029	0,0054
NiO	"	Не опр.	0,022	0,0021
CoO	"	"	0,0009	0,0008
Cr_2O_3	"	0,002	0,0007	0,0007
V_2O_5	"	0,008	0,006	0,0021
Петрохимические отношения (в мол. колич.)				
$Na_2O + K_2O$*	11,46	14,38	15,66	15,57
Na_2O/K_2O	3,31	2,21	2,50	2,47
$(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$	0,96	1,04	1,05	1,11
Fe_2O_3/FeO	0,61	1,04	0,80	0,84
$(Al_2O_3)/Fe_2O_3$	15,50	7,11	14,06	8,87

*В вес.%.

Фойяит		Рисчоррит		Йолит		Уртит
54,85	54,14	50,91	51,67	43,44	44,47	42,69
1,09	0,77	1,25	0,91	2,96	2,13	2,40
21,40	22,49	21,74	22,22	19,63	18,63	23,67
2,48	2,34	2,94	2,90	3,07	4,34	2,89
1,77	1,44	2,16	1,83	2,70	3,16	2,17
0,12	0,15	0,19	0,12	0,18	0,20	0,19
0,67	0,04	0,79	0,78	2,30	3,15	1,64
1,31	1,43	1,87	1,26	7,30	7,17	5,48
9,76	9,35	7,64	8,99	10,20	10,50	11,17
5,69	5,81	9,43	8,32	5,56	4,20	6,00
0,65	0,73	0,83	0,80	0,58	0,34	0,83
0,04	0,08	0,20	0,09	0,11	0,12	0,18
0,15	0,13	0,19	0,30	0,83	0,58	0,91
0,07	0,13	0,34	0,05	Не опр.	0,01	0,05
0,11	0,08	0,02	0,03	0,01	Не опр.	Не опр.
0,09	0,07	0,31	0,16	0,08	0,18	0,11
0,08	0,03	0,0500	0,0500	0,12		Не опр.
0,04	0,04	0,0400	0,02	0,13		"
0,027	0,017	0,012	0,020	Не опр.		"
0,0025	0,0020	0,0010	0,0022	"		"
0,0049	0,0035	0,0028	0,0052	"		"
0,0013	0,0182	0,0650	0,034	"		"
0,0004	0,0001	0,0033	0,0007	"		"
0,0016	0,0010	Не опр.	0,005	"		"
0,0014	0,0026	"	Не опр.	"		"
0,03	Не опр.	0,0800	0,04	0,58		"
0,22	0,30	0,2200	0,16	0,32		"
0,0070	0,0075	0,0053	0,0091	"		"
0,0025	0,0047	0,0004	0,0001	"		"
0,0001	0,0003	0,0004	0,0005	0,07		"
Не опр.	0,0007	0,001	0,00	Не опр.		"
0,0044	0,0058	0,004	0,05	0,07		"
Петрохимические отношения (в мол. колич.)						
15,45	15,16	17,07	17,31	15,76	14,70	17,17
2,55	2,45	1,23	1,66	1,83	2,5	1,86
1,03	0,97	1,05	1,06	1,2	1,2	1,05
0,64	0,73	0,62	0,72	1,0	1,23	1,2
13,10	15,79	11,83	11,84	10,1	6,74	12,89

образование тела ийолитов-уртитов, обладающего сложным строением и формировавшегося в несколько интрузивных субфаз (Иванова и др., 1970), происходило независимо от интрузивной серии умптекитов, хибинитов, фойяитов и рисчорритов. Источником ийолитов-уртитов, по-видимому, был более глубокий очаг щелочной ультраосновной магмы. О существовании такого очага свидетельствует распространенность среди трахитоидных хибинитов ксенолитов более ранних щелочных ультраосновных пород, представленных гранат-нефелиновыми перидотитами, мелкозернистыми оливинитами, ийолитами и порфировидными малиньитами. Данные породы описаны А.В. Галаховым (1975), высказавшим предположение о том, что в Хибинских тундрах можно ожидать более крупные массы пород щелочного ультраосновного состава. Это подтвердилось в последние годы — на глубине были вскрыты карбонатиты. Вполне вероятно, что деятельность глубинного магматического очага нефелинитовой (ийолитовой) магмы могла возобновиться в период оживления сквозных глубинных разломов Балтийского щита, к которым приурочен тектоно-магматический комплекс Хибин.

Особенности геохимии щелочных пород Хибинского массива (табл. 29) позволяют сделать предварительное заключение о том, что интрузивная серия умптекитов, хибинитов, фойяитов и рисчорритов по сравнению с агпаитовыми фельдшпатоидными сиенитами Ловозерского плутона обеднена не только титаном и цирконием, но также ниобием, танталом и редкими землями. Более высокий уровень содержания Ti, P, TR, Sr, и Ba типичен для комплекса ийолитов-уртитов. Этот комплекс имеет важное металлогеническое значение, так как с ним связано крупнейшее в мире месторождение апатит-нефелиновых пород—руд. Пока в щелочных провинциях мира отсутствуют аналоги интрузивной серии умптекитов, хибинитов, фойяитов и рисчорритов. До сих пор нигде не найдены апатитовые месторождения, подобные хибинским. Вместе с этим фельдшпатоидные сиениты, близкие по составу к хибинитам и фойяитам, распространены достаточно широко и не только на щитах, но и в областях завершенной складчатости, развивавшихся на древней континентальной коре (Енисейский кряж, Тувино-Монгольский срединный массив и др.).

СЕРИИ ФОЙЯИТОВ, ЮВИТОВ И ИЙОЛИТ-УРТИТОВ КРАЕВЫХ БЛОКОВ ПЛАТФОРМ И СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Интрузивные массивы, сложенные данной серией пород, распространены на древних приплатформенных поднятиях (краевые блоки древних платформ) байкалид (Енисейский кряж) или в пределах докембрийских срединных массивов (Тувино-Монгольский), находящихся в области раннекаледонской складчатости. В составе серии господствующее значение имеют интрузивные фойяиты, а ювиты, ийолит-уртиты и ийолиты представляют собой эндоконтактные образования, возникшие в процессе активных обменных реакций фойяитового расплава с вмещающими известняками или доломитами. В зависимости от щелочности интрузий и состава карбонатной среды образуются две характерные серии пород: а) эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитов и ийолит-уртитов с кальцитсодержащими пегматитами и кальцитовыми метасоматитами; б) эгириновых фойяитов, полевошпатовых ийолитов с фойяит- и сиенит-пегматитами, постмагматическими микроклинитами и альбититами.

Эгирин-геденбергитовый фойяит, ювит, ийолит-уртит

Эта серия щелочных пород впервые установлена в пределах Сангиленского срединного массива Юго-Восточной Тувы благодаря открытию Харлинского массива, обладающего отчетливой зонально-кольцевой структурой, ядро которой образовано эгирин-геденбергитовыми фойяитами, внутренняя зона — ювитами, а периферическая эндоконтактовая — ийолитами и ийолит-уртитами. В настоящее время на территории Сангиленской щелочной провинции известно около двух десятков массивов, сложенных данной серией пород. Геологическое положение массивов определяется их приуроченностью к зонам крупных транструктурных или межструктурных разломов (Северо-Сангиленский, Центрально-Сангиленский). Размещение массивов обычно контролируется оперяющими тектоническими нарушениями, сопряженными с глубинными разломами, а также участками тектонически ослабленных складчатых структур (флексурообразных

срывов и смещений, раздробленных замков изоклинальных складок и т.д.). Магматические тела чаще всего имеют крутую плитообразную или дайкоподобную форму с поперечным сечением от 1,2 до 5 км^2, реже образуются воронковидные или штокообразные тела с куполоподобной прикровлевой частью площадью до 10 км^2.

Петрографический состав и строение массивов отличается большим разнообразием и в значительной мере зависит от глубины эрозионного среза. Слабо эродированные массивы (чикский тип) сложены главным образом бесполевошпатовыми нефелин-пироксеновыми породами, состав которых колеблется от мельтейгита до анхимономинерального уртита (Кононова, 1961). При глубоком эрозионном срезе (баянкольский тип) в строении массива принимает участие только полосчатый комплекс эгирин-геденбергитовых нефелиновых сиенитов и ювитов, а йолиты практически отсутствуют. Особый интерес представляют массивы, вскрытые современным эрозионным срезом на глубину около 900 м (харлинский тип). В их пределах наиболее полно представлена серия йолит-уртитов, ювитов и эгирин-геденбергитовых фойяитов, а также сопровождающие их контактово-реакционные и постмагматические метасоматические образования.

Харлинский щелочной массив (рис. 41) находится в северо-западной части Тувино-Монгольского срединного массива в области пересечения Агардаг-Эрзынского и Северо-Сангиленского глубинных разломов. Массив залегает среди протерозойских мраморов и приурочен к крупной антиклинальной структуре, осложненной системой дизъюнктивных тектонических нарушений северо-западного направления. Западный и южный контакты массива залегают согласно со слоистой структурой мраморов. Северная часть Харлинского массива срезана субширотным региональным разломом, который фиксируется долиной руч. Харлы. На ее левом борту распространены нижнепалеозойские диориты, сильно раздробленные, меланитизированные и фенитизированные в зоне контакта с интрузивными нефелиновыми сиенитами. Среди последних сохранились реликтовые блоки нижнепалеозойских диоритов и плагиогранитов.

Харлинский щелочной массив имеет весьма сложные внешние контуры, которые обусловлены не столько интрузивными контактами, сколько многочисленными субпараллельными тектоническими нарушениями северо-западного (320—325°) и северо-восточного (65—70°) простираний. Эти разломы разбивают массив на систему разновеликих блоков, по границам которых происходило дробление и гидротермальное изменение щелочных пород.

Первичная зональная структура Харлинского массива сохранилась только в его западной, юго-западной и южной частях, где первоначальные взаимоотношения интрузивных фойяитов, ювитов и йолитов с вмещающими доломитсодержащими мраморами не нарушены тектоническими разломами. Здесь контактовая поверхность массива залегает согласно со складчатой структурой карбонатных пород, сохраняя крутое падение (70—80°) и дугообразную форму. В направлении от вмещающих доломитсодержащих мраморов к интрузивным нефелиновым сиенитам устанавливается зональное расположение пород.

1. Экзоконтактовая зона (мощность от 0,5 до 25 м) силикатно-карбонатных образований (апатит-нефелин-пироксен-кальцитовых), сохранивших элементы залегания вмещающих мраморов. В этих кальцифирах наблюдаются многочисленные послойные инъекции, сложенные мелкозернистыми йолитами и фойяитами.

2. Внешняя эндоконтактовая зона мелко- и среднезернистых йолитов. В сечении она имеет сложную дугообразную форму с волнистыми внешними контурами. Мощность зоны колеблется от 10—15 (в местах ее восточного выклинивания) до 400—550 м (в южном раздуве). Контакт йолитов с мраморами, как правило, резкий, а контактовая поверхность имеет неровный волнистый характер. Среди йолитов наблюдаются многочисленные ксенолиты метасоматически измененных вмещающих карбонатных отложений. Нередко они образуют целые ксенолитные полосы, состоящие из пластинообразных тел, следующих друг за другом на расстоянии 1,5 км. Размер поперечных сечений ксенолитов колеблется в значительных пределах — от 0,8 × 1,5 до 10 × 50 и 40 × 175 м. Крупные ксенолиты обычно сохраняют элементы залегания вмещающих мраморов.

3. Внутренняя эндоконтактовая зона ювитов менее выдержана по простиранию, чем эндоконтактовая полоса йолитов. Ее мощность меняется от нескольких метров до 60 м. Она связана постепенными переходами с нефелиновыми сиенитами ядерной части массива, но имеет отчетливую границу с йолитами внешней эндоконтактовой

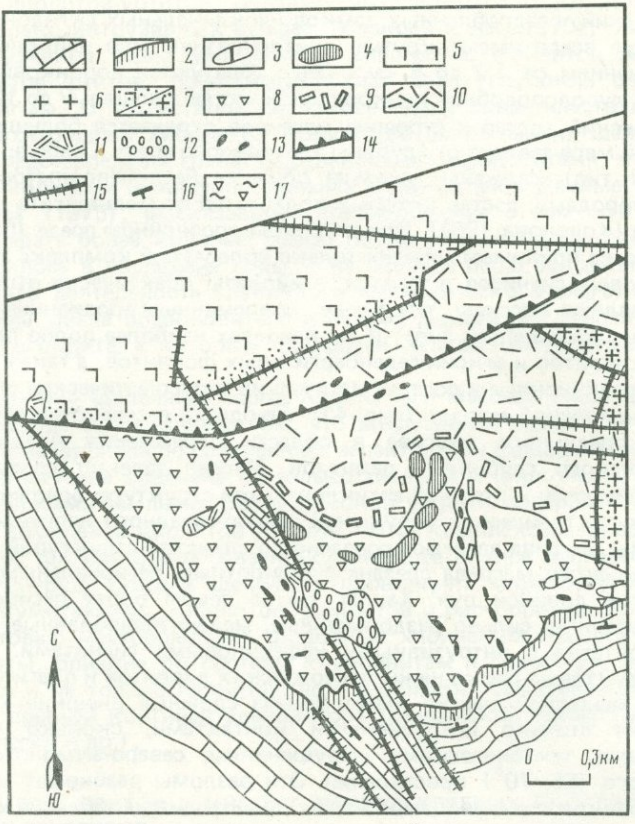


Рис. 41. Схематическая геолого-петрографическая карта Харлинского щелочного массива (по Р.М. Яшиной)

1–7 — вмещающие породы: *1* — доломитсодержащие мраморизованные известняки верхнего рифея, *2* — зона дедоломитизированных кальцитовых мраморов, *3* — ксенолиты мраморов, *4* — ксенолиты пироксеновых и пироксен-нефелиновых кальцифиров, *5* — нижнепалеозойские гранодиориты, *6* — нижнепалеозойские плагиограниты, *7* — экзоконтактовые фениты (*а* — образовавшиеся по гранодиоритам, *б* — по гранитам); *8* — ийолиты и ийолит-уртиты; *9* — ювиты; *10* — эгирин-геденбергитовые фойяиты; *12* — крупноглыбовый развал нефелин-конкринитовых сиенитов; *13* — дайки и жилы карбонатитоподобных пород; *14* — зона глубинного разлома долины руч. Харлы; *15* — постинтрузивные тектонические нарушения; *16* — элементы залегания вмещающих пород; *17* — зона скарнированных ийолитов, содержащих гранат, волластонит и геденбергит

зоны. Эта граница фиксируется увеличением крупности зерна в ийолитах, резким падением в них содержания пироксена и появлением крупных порфиробласт нефелина и отдельных кристаллов полевого шпата. Контактные взаимоотношения ийолитов и ювитов нередко осложнены более поздними метасоматическими процессами. Так, ювиты в зоне контакта на расстоянии до 20 м бывают перекристаллизованы. Их первичная трахитоидная текстура сменяется такситовой пегматоидной, обусловленной появлением шлировидных или гнездообразных стяжений нефелина, разделенных жилоподобными выделениями крупнокристаллического K-Na полевого шпата. Ийолиты в зоне контакта также несут следы метасоматической перекристаллизации. В них в значительном количестве появляются порфиро- и пойкилобласты Na-ортоклаза, замещающего нефелин, а по пироксену развиваются железистая роговая обманка и гранат. Порода приобретает типичную метасоматическую пойкилобластовую или порфиробластовую структуру.

4. Центральная часть зонально-кольцевой структуры Харлинского массива сложена трахитоидными эгирин-геденбергитовыми фойяитами, обнаженными как на левом, так и на правом склоне долины руч. Харлы. Интрузивная природа данных пород установлена по структурным линиям течения, зафиксированным в виде прерывистых

потоков призматических кристаллов пироксена, ориентированных в одном направлении, согласно с плоскостной ориентировкой лейстовидных кристаллов K-Na полевого шпата.

Щелочные породы Харлинского массива сопровождаются разнообразной жильной серией. Среди нефелиновых сиенитов широко распространены сингенетичные шлировидные и жилоподобные тела нефелин-полевошпатовых пегматитов с эгирин-геденбергитом, титанитом и титаномагнетитом. Иногда в них наблюдается поздний кальцит, в связи с которым появляются лепидомелан и апатит. Здесь же встречаются и более поздние, по-видимому, гидротермальные жилы существенно карбонатного состава. Иногда они секут нефелин-полевошпатовые пегматиты.

Среди эндоконтактовых ийолитов нефелин-полевошпатовые пегматиты встречаются редко. Для них более характерны многочисленные почти вертикальные дайкообразные и штоковидные тела карбонатитоподобных пород. Они обычно тяготеют к субмеридиональным постинтрузивным тектоническим нарушениям. Помимо жильных пород, характерных для интрузивных нефелиновых сиенитов и эндоконтактовых ийолитов, в пределах Харлинского массива распространены штокообразные и дайкоподобные тела эгирин-диопсидовых сиенитов и эгириновых граносиенитов. Они сосредоточены в зоне субширотного Харлинского разлома и секут нефелиновые сиениты и ийолиты. Последние близ даек подвергаются интенсивной метасоматической переработке с образованием существенно микроклиновых пород, содержащих волластонит, гранат, геденбергит и новообразованный нефелин.

В результате геолого-петрологического картирования Харлинского массива выявлены две магматические серии пород. Одна (интрузивная) представлена эгирин-геденбергитовыми фойяитами и их пегматитами (I фаза), эгирин-диопсидовыми сиенитами (II фаза) и жильными щелочными граносиенитами (III фаза). Другая (кристаллизационная) серия пород сформировалась в эндоконтактовой части массива, где она представлена ийолитами и ийолит-уртитами (внешняя зона), ювитами (внутренняя зона) и фойяитами (центральное ядро).

Баянкольская группа щелочных массивов (рис. 42) находится на северной периферии докембрийского Сангиленского поднятия в области его сочленения с ранними каледонидами Восточной Тувы. Массивы залегают среди графитистых мраморов протерозоя и образуют два обособленных поля щелочных пород. Одно из них находится на левом борту долины, на водораздельном гребне между третьим и четвертым левыми притоками руч. Баян-Кол. В поперечном сечении оно имеет форму неправильного овала площадью 5 км^2. Это интрузивное тело щелочных пород расположено среди мраморов и гранитов, причем зоны контактов задернованы либо осложнены постинтрузивными тектоническими разломами. Не менее 90% массива сложено первично-расслоенным комплексом меланократовых, мезократовых и лейкократовых фойяитов. Подчиненное развитие имеют ювиты и нефелин-полевошпатовые пегматиты. Среди фойяитов распространены дайки более молодых сиенитов и граносиенитов.

Второе поле щелочных пород находится на правом склоне долины руч. Баян-Кол. Оно занимает площадь около 2 км^2 и также имеет форму неправильного овала. Правобережная часть массива сложена существенно нефелиновыми породами — ювитами. Они почти нацело залегают среди протерозойских графитистых мраморов и лишь на крайнем юго-востоке на расстоянии 500 м граничат по тектоническому разлому с нижнепалеозойскими гранитоидами. На всей площади распространения ювитов широко развиты зоны милонитизации. В этих зонах ювиты перетерты и превращены в мелкозернистые темно-серые породы, состоящие в основном из цеолитов с реликтами микроклина и биотита. Помимо мелких тектонических нарушений, Баянкольский массив рассечен рядом крупных разломов преимущественно северо-западного простирания. Вблизи них наблюдается сосредоточение даек, жил и активное развитие постмагматических процессов (альбитизации и кальцитизации).

Вполне вероятно, что первое (левобережное) и второе (правобережное) поля щелочных пород, разделенных долиной руч. Баян-Кол, образуют единое интрузивное тело, имеющее в поперечном сечении форму овала площадью 7,5 км^2. Оно удлинено в северо-западном направлении согласно с общим простиранием слоисто-складчатой структуры вмещающих карбонатных пород. Это интрузивное тело вскрыто долиной руч. Баян-Кол на значительную глубину, поэтому в его пределах отсутствуют экзо- и эндоконтактовые фации пород, развитые в прикровлевой части Харлинского массива.

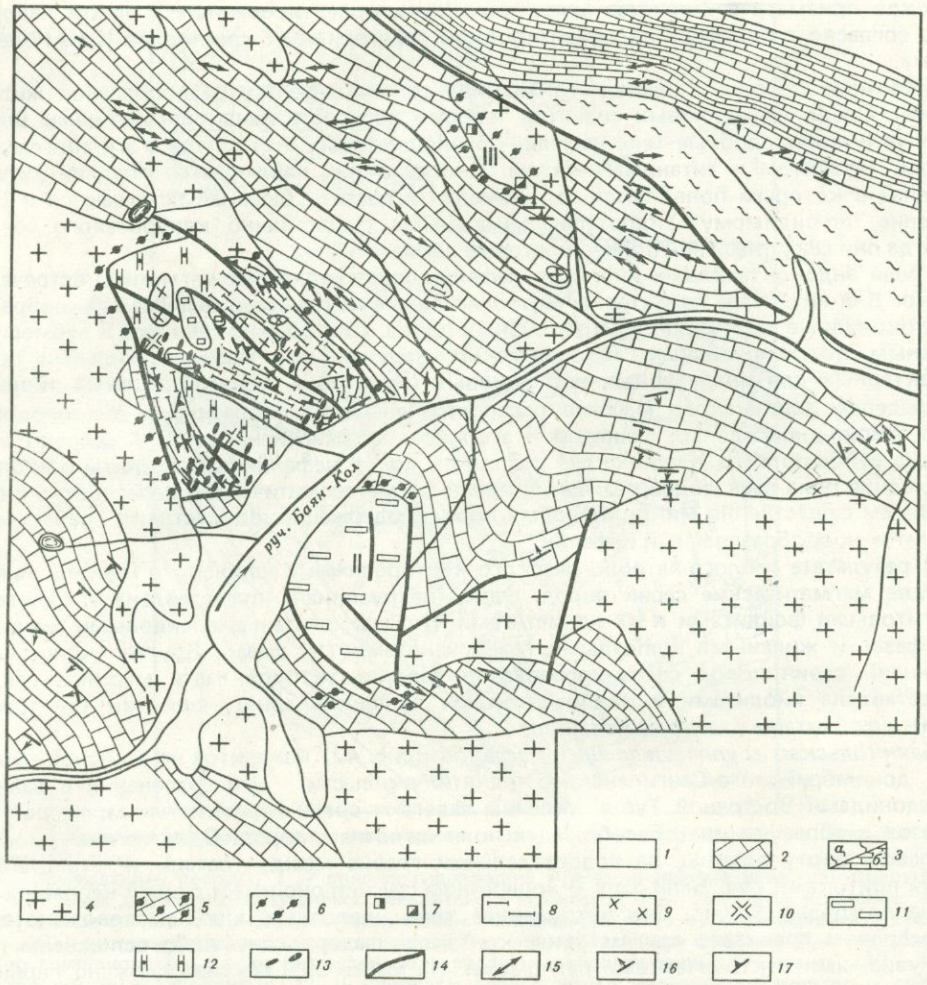


Рис. 42. Геологическая карта Баянкольской группы щелочных массивов (по В.А. Кононовой и Р.М. Яшиной)

1 — четвертичные отложения речных долин; *2—4* — вмещающие породы: *2* — графитистые мраморы балыгтыгхемской свиты протерозоя, *3* — сланцы (*а*) и мраморы (*б*) верхнего протерозоя — раннего кембрия, *4* — гранитоиды нижнего палеозоя; *5* — щелочные кальцифиры; *6* — фениты; *7—10* — породы щелочных массивов: *7* — мельтейгиты, ийолиты и ийолит-уртиты, *8* — полосчатый комплекс эгирин-геденбергитовых фойяитов с линзообразными прослоями малиньитов и ювитов, *9* — эгирин-диопсидовые сиениты дайковой серии, *10* — нефелин-полевошпатовые пегматиты с лепидомеланом и кальцифиром; *11* — позднемагматические ювиты с канкринитом и кальцитом; *12—13* — метасоматические породы: *12* — лепидомелановые нефелиновые сиениты с кальцитом и канкринитом, *13* — карбонатизированные ювиты и нефелиновые сиениты; *14* — тектонические разломы; *15—16* — элементы залегания вмещающих мраморов, *17* — элементы залегания трахитоидной текстуры нефелиновых сиенитов

В целом для Баянкольской группы щелочных массивов можно наметить следующую последовательность образования пород: 1) первичнорасслоенный комплекс мелано-, мезо- и лейкократовых эгирин-геденбергитовых фойяитов и ювитов; 2) жильные нефелин-полевошпатовые пегматиты с лепидомеланом, апатитом и кальцитом; 3) дайковая серия эгирин-диопсидовых сиенитов и граносиенитов.

Магматические образования серии эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитов и ийолитов-уртитов отличаются высокой степенью раскристаллизации и обладают средне- или крупнозернистой структурой (панидиоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой, реже аллотриоморфнозернистой и пойкилитовой). Контактово-реакционным

породам состава мельтейгита—ийолита, слагающим эндоконтактовые (прикровлевые) зоны крупных массивов или обособленные инъекционные поля среди доломитсодержащих мраморов, свойствен двуминеральный парагенезис нефелина и пироксена. Содержание первого из них колеблется от 15 до 40, а второго — от 50 до 80%. Состав пироксена изменяется от высококальциевого Na-салита (фассаита) в мельтейгитах, тесно ассоциирующих с экзоконтактовыми пироксеновыми и нефелин-пироксеновыми кальцифирами, до эгирин-салита в ийолитах. Характерным второстепенным компонентом данных пород является кальцит (1—5%), представленный двумя генерациями. Одна из них (первичномагматическая) проявлена в форме изометричных зерен, заключенных в нефелине или пироксене. Другая (постмагматическая) тесно связана с такими вторичными минералами, как канкринит, развивавшийся по нефелину, амфибол, замещающий пироксен, и слюда, образовавшаяся за счет титаномагнетита. Последний является ведущим акцессорным минералом, вместе в которым встречаются апатит и сфен.

Эндоконтактовые мельтейгиты и ийолиты подвергаются позднемагматической перекристаллизации (нефелинизации) с образованием лейкократовых пород состава ийолит-уртита и уртита. В них ведущим породообразующим минералом становится нефелин, количество которого колеблется от 35 до 93%. По мере увеличения его содержания в пироксене возрастает значение эгиринового минала.

Для кристаллизационной серии пород (ювит — лейко-, мезо-, меланофойяит) типичен тройной парагенезис породообразующих минералов, включающий K-Na полевой шпат, нефелин и пироксен, состав которого варьирует от титанистого эгирин-авгита (ювит) до эгирин-геденбергита (лейкофойяит) и Na-геденбергита (меланофойяит). Во всех перечисленных породах присутствует единая (сквозная) ассоциация акцессорных минералов — апатита, сфена и титаномагнетита, содержание которого может достигать в мезо- и меланофойяитах 3—5%. Помимо этого, обнаруживается магматогенный кальцит, заключенный в пироксене, нефелине и K-Na полевом шпате. Вторичные образования представлены альбитом, амфиболом, лепидомеланом, канкринитом и вторичным кальцитом. Значение этих минералов возрастает в метасоматически измененных фойяитах, содержащих от 10 до 20% альбита, 5—25% канкринита, 6—26% лепидомелана и 5—10% кальцита. Первичномагматические нефелин и эгирин-геденбергит сохраняются в них в форме реликтовых зерен.

Жильные фойяит-пегматиты близки по минеральному составу к лейкофойяитам и обычно имеют простое строение. Их периферическая зона обладает крупнозернистой структурой, сложена нефелином, K-Na полевым шпатом и редкими призмами эгирин-геденбергита. Внутренняя часть пегматитовых тел состоит из крупнопризматических (до 8—10 см) кристаллов нефелина и полевого шпата. На стыках этих минералов наблюдаются поздние угловатые выделения кальцита, в ассоциации с которыми появляются апатит и лепидомелан. Вокруг поздних выделений кальцита нефелин замещается канкринитом, а микроклин — альбитом.

Химизм серии эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитов и ийолит-уртитов закономерно связан с изменением минерального состава пород. По мере того как в эндоконтактовых магматических образованиях ряда мельтейгит — уртит (табл. 30) убывает содержание пироксена и увеличивается количество нефелина, в них возрастает роль глинозема (16,35—29,25%) и суммарного содержания щелочей (3,5—17,6%) при явном преобладании натрия над калием ($K_2O/Na_2O = 2,3—3,7$). Параллельно с этим снижается роль кальция, магния и закисного железа, входящих в состав пироксена, а также титана и окисного железа, образующих титаномагнетит. Для интрузивных пород, создающих серию ювит—фойяит—сиенит, характерно постепенное нарастание (от ранних к поздним членам) кремнекислоты (48,66—62,90%) при соответствующем уменьшении глинозема (26,58—17,20%) и щелочей (17,18—8,9%). Это связано со снижением содержания нефелина в фойяитах и его отсутствием в сиенитах, для которых типичен парагенезис K-Na полевого шпата с кислым плагиоклазом. По сравнению с эндоконтактными мельтейгитами и ийолитами породы главной интрузивной фазы (фойяиты) обеднены магнием и кальцием. В них возрастает роль железа, особенно закисного, входящего в состав типоморфного темноцветного минерала — эгирин-геденбергита. Насыщенность данных пород железистым компонентом проявляется в постоянном присутствии такой минеральной фазы, как титаномагнетит. Содержание титана в фойяитах колеблется от 0,2 (лейкократовые разности) до 1,0% (мезократовые разности). В целом для серии эги-

Таблица 30. Химический состав (в вес. %) и содержание микроэлементов (в г/т) пород серии эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитов и ийолит-уртитов

Компоненты	Харлинский массив						
	ийолит		ийолит-уртит		полево-шпатовый уртит	фойяит эгирин-геденбергитовый	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	45,24	44,91	42,13	42,98	37,80	50,74	54,38
TiO_2	0,18	0,23	2,68	0,48	0,22	1,00	0,78
Al_2O_3	13,91	19,93	19,26	19,52	22,91	19,72	21,97
Fe_2O_3	2,96	5,65	2,05	2,77	1,40	3,01	1,07
FeO	8,59	9,64	4,00	4,79	3,43	2,82	1,98
MnO	0,22	0,29	0,14	0,16	0,08	0,14	0,07
MgO	3,70	2,42	2,18	0,81	0,59	0,23	0,17
CaO	14,28	13,69	11,43	11,15	12,28	4,75	4,36
Na_2O	6,64	6,58	9,75	9,19	10,34	7,74	9,38
K_2O	2,35	2,58	3,33	4,06	5,58	5,97	5,08
$H_2O^{\pm}$	0,60	0,53	0,45	1,00	1,03	0,57	0,48
CO_2	1,54	0,54	2,43	2,96	6,56	2,75	2,70
P_2O_5	0,14	Не опр.	0,16	Не опр.	0,09	0,10	Не опр.
F	Не опр.	"	0,01	0,02	Не опр.	Не опр.	"
Cl	0,02	"	Не опр.	Не опр.	0,06	"	0,07
S	0,04	"	"	0,01	0,11	Сп.	0,12
Петрохимические отношения (в мол. колич.)							
$Na_2O + K_2O$*	8,99	11,16	13,08	13,65	15,92	13,51	14,46
Na_2O/K_2O	4,3	3,8	4,5	4,5	2,8	1,98	2,8
$(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$	0,98	0,70	1,0	1,0	0,93	0,97	0,95
Fe_2O_3/FeO	0,15	0,27	0,38	0,25	0,32	0,5	0,25
Al_2O_3/Fe_2O_3	1,1	5,8	6,3	11,1	25,0	10,16	30,8
Q	−35,6	−34,9	−51,0	52,6	−68,6	−31,7	−25,8
Ni	18		15		3	5	
Co	50		22		7	0—15	
V	50		50		10	10	
Cr	Не опр.		Не опр.		1	Не опр.	
Mn	150		880		500	960	
Nb	20		20		20	25	
Zr	150		190		200	200	
TR_2O_3, %	0,0013 (45% Ce)		0,0003 (50% Ce)		0,0013 (49% Ce)	0,0006 (53% Ce)	
Sr	5000		1500		1000	560	
Ba	500		500		60	300	
Be	Не опр.		Не опр.		1	0—2	
Ga	0—3		"		Не опр.	Не опр.	
Sn	0—3		0—4		0—3	8	
Mo	0,2		3,4		1	4	
Pb	10		8,6		50	10	
Cu	20		8		3	14	
Zn	100		65		300	85	

*В вес. %.

Примечание. Химические анализы пород выполнены по материалам Р.М. Яшиной (ан. 1—7, 12, 13) и В.А. Кононовой (ан. 8—11, 14, 15). Определение акцессорных элементов по материалам Р.М. Яшиной произведено в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитик Р.В. Кортман, содержание редких земель — в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик Г.М. Варшал.

Баянкольский массив							
фойяиты эгирин-геденбергитовые							ювит
мелано- и мезократовые				лейкократовые			
8	9	10	11	12	13	14	15
45,95	47,97	49,42	51,86	52,00	51,28	48,66	46,84
0,57	1,32	1,30	0,99	0,03	0,02	0,31	0,38
18,47	16,50	17,07	17,63	26,73	25,93	26,58	25,30
5,66	6,38	3,67	4,85	0,44	1,96	1,16	3,76
7,63	5,95	6,47	5,56	0,43	1,32	2,23	0,14
0,14	0,16	0,20	0,12	0,01	1,02	0,04	0,04
0,54	0,68	0,54	0,54	0,83	0,80	0,20	0,41
6,82	7,75	7,76	5,24	2,00	1,90	1,57	2,27
7,82	6,60	7,55	5,37	8,69	8,72	11,73	12,40
4,72	4,98	4,75	4,92	7,95	7,55	6,24	6,37
0,45	0,35	0,81	0,86	0,24	0,22	0,55	1,34
1,66	1,74	0,32	1,63	0,65	0,28	1,20	1,39
Не опр.	Не опр.	0,37	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,04
"	"	0,02	"	"	"	"	Не опр.
0,03	0,03	0,06	0,04	"	"	"	"
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	"	"	"
Петрохимические отношения (в мол. колич.)							
12,54	11,58	12,30	10,29	16,64	16,37	17,97	18,77
2,3	2,0	2,4	1,6	1,7	1,6	2,7	2,9
0,97	0,97	1,0	0,8	0,86	0,86	0,94	1,0
0,34	0,48	0,25	0,39	0,5	0,6	0,22	1,3
5,0	4,0	7,2	5,7	87,0	27,0	37,3	11,6
−41,7	−31,4	−32,5	−17,7	−42,4	−43,8	−58,5	−61,3
5		"		5		3	
8–15		"		0–15		7	
10		"		10		10	
Не опр.		"		Не опр.		5	
1000		"		940		100	
20–30		"		25		20	
100		"		200		200	
Не опр.		"		0,0006 (53% Ce)		0,0003 (62% Ce)	
1000		"		550		250	
2000		"		300		600	
Не опр.		"		0–3		1	
"		"		Не опр.		Не опр.	
3–7		"		8		3	
1		"		4		1	
10–20		"		10		50	
10–30		"		14		6	
150		"		85		30	

рин-геденбергитовых фойяитов, ювитов и ийолит-уртитов выявляются следующие характерные черты химизма: 1) высокая степень десиликации пород, достигающая максимума в эндоконтактовых уртитах (Q = –82) и интрузивных ювитах (Q = –52,8); 2) предельная насыщенность пород щелочами по отношению к глинозему, благодаря чему коэффициент агпаитности даже для уртитов не превышает 0,98; 3) преобладание среди щелочей натрия, количество которого в 2–3 раза превышает содержание калия; 4) обогащенность всех магматических пород кальцием и углекислотой, вследствие чего для них характерно наличие самостоятельной минеральной фазы – кальцита – и интенсивное развитие постмагматического процесса карбонатизации; 5) ведущее значение кальция и железа в темноцветной составной части пород (пироксен) и подчиненная роль магния; 6) повышенное содержание титана, железа и фосфора, создающих единую (сквозную) ассоциацию акцессорных минералов, представленных титаномагнетитом, сфеном и апатитом.

Важнейшей геохимической чертой магматической серии эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитов и ийолит-уртитов является повышенная глиноземистость и основность магматических пород. Последняя обусловлена, с одной стороны, большим дефицитом SiO_2 (Q изменяется от –26 до –82), а с другой – обогащенностью кальцием, железом и титаном (мельтейгиты, ийолиты), щелочами, кальцием и железом (мезо- и меланократовые фойяиты) или щелочами (уртиты, ювиты). Это в значительной мере предопределило и геохимическую специфику серии – наличие в ее магматических образованиях элементов-примесей, обычных для основных пород. К ним относятся Ti, Mn, V, Co, Ni, P, Ba, Sr, содержание которых превышает кларковый уровень в земной коре. При этом титан, марганец и фосфор накапливаются в меланократовых нефелин-пироксеновых породах (мельтейгитах, ийолитах), а стронций и барий в метасоматически измененных (канкринитизированных и кальцитизированных) фойяитах. Кроме того, для данной серии характерно отсутствие вольфрама, низкое содержание редких земель, бериллия, олова, молибдена, достаточно выдержанные содержания ниобия, циркония и галлия, составляющие соответственно 20–25, 150–200 и 20–35 г/т.

Отмеченные выше геохимические особенности магматической серии эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитов и ийолит-уртитов имеют важное металлогеническое значение, так как они предопределяют соответствующий характер ее рудоносности. Накопление глинозема и щелочей в лейкократовых существенно нефелиновых (уртиты, ювиты) и нефелин-полевошпатовых породах (фойяиты) ведет к образованию крупных месторождений алюминиевого (нефелинового) и керамического (нефелин-полевошпатового) сырья. Такие месторождения известны на юго-востоке Тувы (СССР) и на территории МНР в Прихубсугулье (Яшина, Кононова, 1964; Яшина, 1982).

Что касается редких элементов, то их содержание в магматических породах серии ниже кларкового уровня (Be, Sn, Mo, TR) или близко к кларковому (Zn, Nb). Вследствие этого для данной серии не типичны редкометальные рудопроявления. Они не возникают даже при интенсивном развитии постмагматического процесса карбонатизации. Однако следует отметить, что в наиболее поздних кальцитовых жилах, содержащих доломит, флогопит, апатит и титаномагнетит, установлены повышенные концентрации титана, железа, марганца, магния, стронция, бария и фосфора. Количество циркония в них достигает 500, ниобия 400 г/т. Помимо этого, обнаружены (в г/т): ванадий (60), хром (30), никель (10) и кобальт (10). Это сближает их с некоторыми разностями метасоматических карбонатитов, развитых в массивах щелочных ультраосновных пород.

Эгириновый фойяит, полевошпатовый ийолит

Рассматриваемая серия щелочных пород имеет более узкий ареал распространения по сравнению с предыдущей. Она проявлена в Заангарском интрузивном массиве, расположенном в пределах приплатформенного поднятия Енисейского кряжа. Это древнее поднятие сформировалось в период байкальского тектогенеза как глыбово-складчатое сооружение, окаймляющее с юго-запада Сибирскую платформу. Его нередко называют Енисейским горстом, образованным системой меридионально вытянутых антиклинорных и синклинорных складчатых структур, разделенных разломами, имеющими характер глубинных нарушений фундамента. Помимо этого, развиты крупные поперечные разрывные тектонические зоны. К узлам пересечения меридиональных и субширотных

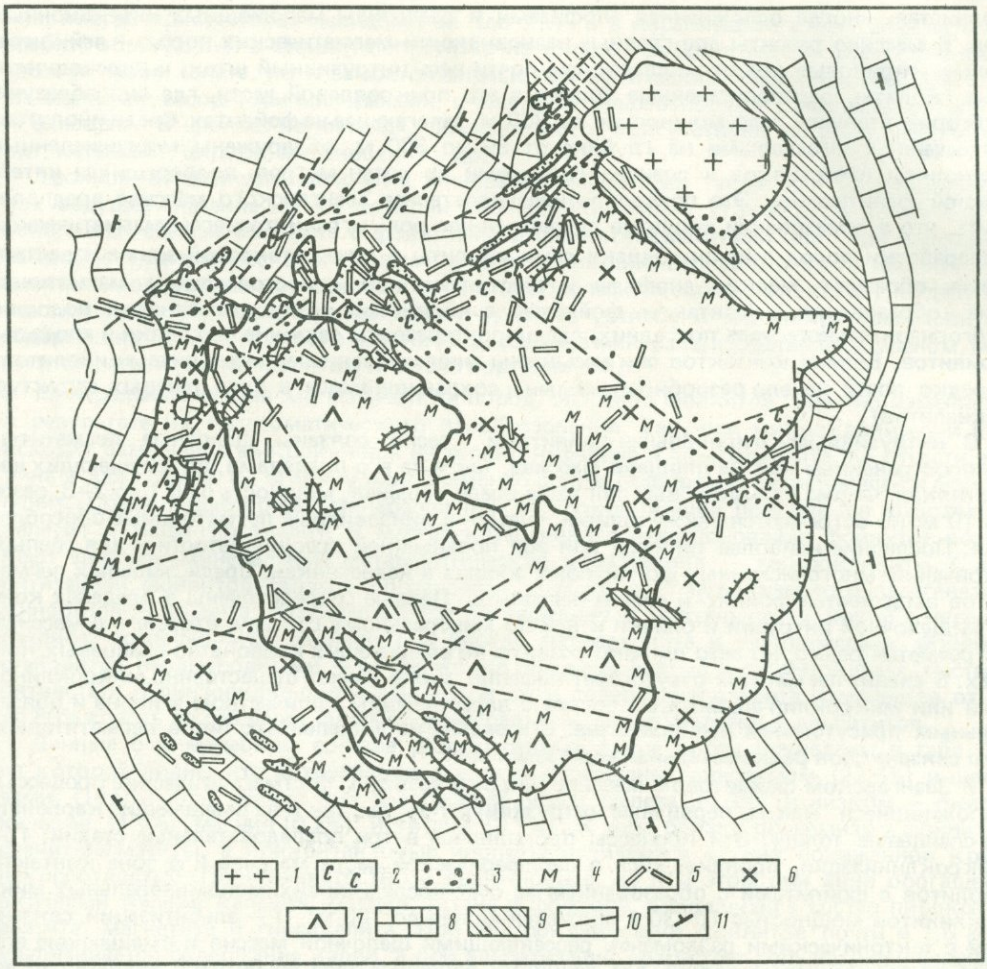


Рис. 43. Схематическая геолого-петрографическая карта Заангарского щелочного массива (по Е.В. Свешниковой)

1 — мусковитовые сиениты; *2* — участки развития гидротермалитов; *3* — участки альбитизации и зоны анхимономинеральных альбититов; *4* — участки микроклинизации; *5* — жильные пегматиты; *6* — эгириновые фойяиты; *7* — ийолиты; *8* — известняки дашкинской свиты рифея; *9* — сланцы киргитейской свиты рифея; *10* — разломы; *11* — элементы залегания

глубинных разломов приурочены массивы щелочных пород, крупнейшим из которых является Заангарский (Татарский), оконтуренный при региональных геологосъемочных работах. Его геолого-петрографическое и минералого-геохимическое исследование впервые проведено Е.В. Свешниковой (1965). Впоследствии оно было дополнено новыми материалами (Свешникова и др., 1976), которые и послужили основой для геолого-петрографической и минералого-геохимической характеристики серии эгириновых фойяитов, фойяит-пегматитов и сиенит-пегматитов с ийолитами.

Заангарский массив (рис. 43) находится в среднем течении р. Татарка, где он залегает среди карбонатных и сланцевых толщ позднего докембрия, тяготея к участку пересечения субмеридиональных разломов с крупной субширотной тектонической зоной, образовавшейся в позднем рифее и обновлявшейся в среднем палеозое, когда окончательно оформился Ангарский широтный сброс. Массив представляет собой штокообразное интрузивное тело, имеющее в плане почти изометричное сечение, площадью 12 км^2 с весьма извилистыми внешними контурами, несколько вытянутыми в широтном направлении. Боковые контакты интрузива крутые (65—90°), поверхность их

волнистая, иногда осложненная апофизами и развитием маломощных инъекционных зон. В массиве развиты две главные разновидности магматических пород — лейкократовые эгириновые фойяиты, слагающие почти весь интрузивный шток, и полевошпатовые ийолиты, распространенные только в его прикровлевой части, где они образуют субгоризонтальное тело мощностью до 300 м, залегающее на фойяитах. Среди ийолитов, подсеченных скважинами на глубине от 50 до 300 м, обнаружены многочисленные ксенолиты известняков и сланцев размерами до сотен метров, подвергшихся интенсивной фенитизации. Это позволило исследователям Заангарского массива предположить, что в образовании ийолитов существенную роль играли процессы магматической переработки пород кровли. Однако сами ийолиты в приконтактовой зоне с известняками образуют мелкие апофизы и выступают как самостоятельные магматические образования. Контакты фойяитов с ийолитами резкие, особенно в подошве субгоризонтального тела последних, где широко развиты секущие прожилки и апофизы фойяитов. Вблизи контактов они насыщены многочисленными ксенолитами ийолитов, нередко почти нацело резорбированными и сохранившимися в виде теневых структур (скиалитов).

С интрузивными эгириновыми фойяитами тесно связаны щелочные пегматиты, распространенные как на площади массива, так и за его пределами, во вмещающих известняках. Форма пегматитовых тел чаще всего жильная, мощность от 0,1 до 2—3, реже до 10 м, но встречаются также шлиро-, гнездо- и линзовидные пегматоидные обособления. Последние наиболее типичны для зон повышенной трещиноватости и для слепых окончаний многочисленных фойяитовых апофиз в известняках. Среди жильных пегматитов выделяются фойяит- и сиенит-пегматиты. Первые сосредоточены в пределах контура щелочной интрузии и близки к ней по минеральному составу, вторые — в массиве встречаются редко, но зато широко развиты во вмещающих карбонатно-сланцевых толщах. В сиенит-пегматитах отсутствует нефелин, и они имеют существенно микроклиновый или микроклин-альбитовый состав с варьирующим количеством эгирина и обязательным присутствием лепидомелана. С каждым из выделенных типов пегматитовых жил связана своя редкометальная минерализация.

В Заангарском фойяитовом массиве широко развиты постмагматические процессы, наложившиеся как на первичные интрузивные породы, так и на вмещающие карбонатно-сланцевые толщи. Эти процессы проявлялись в три последовательные стадии: I — микроклинизации, проявившейся в периферической части массива и в зоне контакта ийолитов с фойяитами с образованием за счет последних анхимономинеральных микроклинитов мощностью 10—30 и протяженностью до 100 м; II — альбитизации, связанной с тектоническими разломами, рассекающими щелочной массив и вмещающие его карбонатно-сланцевые толщи, где возникли линейные тела альбититов мощностью до 20—50 м и длиною в сотни метров; III — силикатно-карбонатного метасоматоза, в результате которого возникли кальцит-канкринитовые гидротермалиты, развивавшиеся по альбититам в виде гнезд (до 20 см) и сетевидных прожилков (1—2 см), содержащих хлорит, флюорит и сульфиды. Эти гидротермалиты широко представлены у восточного контакта массива близ крупного меридионального нарушения.

Таким образом, для Заангарского щелочного массива установлена следующая последовательность образования пород: 1) ийолиты, обособленные в прикровлевой части массива в форме субгоризонтального магматического тела; 2) эгириновые фойяиты, слагающие почти весь интрузивный шток; 3) фойяит-пегматиты, жильные тела которых сосредоточены в контурах щелочного массива, и сиенит-пегматиты, распространенные более широко во вмещающих толщах; 4) микроклиниты, возникшие в периферической части фойяитовой интрузии и в зоне ее контакта с ийолитами; 5) альбититы, образовавшиеся в зонах постинтрузивных тектонических нарушений; 6) кальцит-канкринитовые гидротермалиты, пространственно сопряженные с линейными зонами альбитизации.

Среди магматических пород рассматриваемой серии господствующее значение имеют лейкократовые фойяиты и фойяит-пегматиты при явно подчиненной роли приконтактовых ийолитов. Всем породам свойствен простой минеральный состав, для которого характерен парагенезис трех щелочных породообразующих минералов—эгирина, нефелина и K-Na полевого шпата (микропертита). Последний преобладает в интрузивных фойяитах и фойяит-пегматитах, составляя вместе с нефелином от 85 до 88% объема данных пород. При этом количество эгирина колеблется от 2 до 15%. В ассоциации с

ним иногда присутствует лепидомелан (до 2%), а в парагенезисе с микропертитом — альбит, образующий в фойяит-пегматитах не только грубопятнистые вростки в калиевом полевом шпате, но и самостоятельные призматические кристаллы. Фойяиты весьма бедны акцессорными минералами, к числу которых относятся сфен, ловенит, апатит и флюорит. В фойяит-пегматитах, помимо этого, присутствуют астрофиллит, эвдиалит, катаплеит, циркон, меланоцерит и др.

Тройной парагенезис щелочных минералов характерен также для ийолитов, но в них ведущее значение имеют нефелин (65—85%) и эгирин (13—32%), а полевой шпат появляется вблизи контакта с фойяитами и фойяит-пегматитами или при наложении на них постмагматического процесса микроклинизации. Вследствие этого ийолиты становятся неоднородными, приобретают пятнистую или такситовую текстуру, отдельные участки которой имеют состав ийолит-уртитов, уртитов и меланократовых ювитов, содержащих до 25% полевого шпата. Акцессорные минералы представлены сфеном, магнетитом, апатитом, флюоритом и титан-гиортдалитом.

Минеральный состав магматических пород, особенно фойяитов, заметно изменяется в результате их метасоматического преобразования. Так, при микроклинизации происходит замещение микроклином не только нефелина и микропертита, но отчасти эгирина и даже сфена. По эгирину одновременно с этим развивается лепидомелан и арфведсонит. Среди акцессорных минералов при микроклинизации появляются фторапатит, велерит и титан-гиортдалит. В местах интенсивного преобразования фойяитов возникают анхимономинеральные метасоматические образования — микроклиниты. С альбитизацией фойяитов связано образование другого постмагматического парагенезиса минералов — альбита, развивавшегося по нефелину и микропертиту, новой генерации эгирина, астрофиллита, эвдиалита, а иногда арфведсонита и лепидомелана. Фойяиты становятся неоднородными — от мелко- до среднезернистых и пегматоидных, местами пятнистых и линзовидно-полосчатых. При этом содержание альбита изменяется от 10 до 80% вплоть до создания анхимономинеральных метасоматитов — альбититов.

Данные о химическом составе рассмотренных выше пород приведены в табл. 31, из которой видно, что интрузивные фойяиты обогащены глиноземом (22,6%) и щелочами (14,0%) при невысоком содержании окиси железа (4,5%) и низком — окисей кальция (1.6%), магния (0,2%) и титана (0,1%). К ним близки по химизму фойяит- и сиенит-пегматиты, а приконтактовые ийолиты отличаются от них пониженной кремнекислотностью, глиноземистостью и щелочностью, но при этом они явно обогащены окислами железа, кальция, магния, титана и фосфора, входящими в состав пироксена, апатита, магнетита и гиортдалита. При микроклинизации фойяитов почти в 1,5 раза увеличивается содержание калия, а при альбитизации возрастает роль натрия и снижается — калия. Соотношение других химических компонентов практически сохраняется неизменным. Привлекает внимание повышенная концентрация фтора во всех породах серии эгириновых фойяитов и ийолитов, благодаря чему флюорит является сквозным акцессорным (или второстепенным) минералом. Количество фтора возрастает от интрузивных пород (0,20%) к пегматитам (0,30%) и альбитовым метасоматитам (0,40%). В то же время в них мало других летучих компонентов и особенно хлора, содержание которого даже в минералах-носителях (содалит, эвдиалит) ниже обычной нормы (Свешникова и др., 1976).

Магматическая серия фойяитов с ийолитами характеризуется в целом лейкократовым обликом и явным преобладанием в составе пород щелочных алюмосиликатных минералов: нефелина, микропертита, микроклина, альбита. Этим определяются ее важнейшие петрохимические черты: 1) обогащенность глиноземом и дефицит кремнекислоты; 2) насыщенность щелочами и преобладание натрия над калием во всех породах, исключая микроклиниты, 3) обедненность кальцием и магнием при ведущей роли окисного железа в составе темноцветных минералов. Помимо этих общих черт, устанавливается геохимическая специфика пород данной серии, которая проявляется, во-первых, в пересыщенности пород фтором, образующим избыточную минеральную фазу — флюорит, а во-вторых, в повышенном содержании целого ряда рудных элементов (см. табл. 31) — циркония, ниобия, церия, рубидия, цезия, лития, бериллия, олова, тория и др., накапливающихся в остаточных щелочных дериватах (пегматитах и альбитовых метасоматитах). В них широко представлены натриевые титан-циркониевые силикаты (эвдиалит, катаплеит, велерит, титан-гиортдалит, рамзаит), известны ниобийсодержащие

Таблица 31. Химический состав (в вес. %) и содержание микроэлементов (в г/т) пород серии эгириновых фойяитов и полевошпатовых ийолитов Заангарского массива (по Е.В. Свешниковой и др., 1976)

Компоненты	Ийолит	Фойяит	Фойяит-пегматит	Сиенит-пегматит	Фойяит		Альбитит арфведсонитовый
					микроклинизированный	альбитизированный	
SiO_2	47,2	55,6	55,4	56,6	56,0	56,3	55,0
TiO_2	2,3	0,10	0,2	0,1	0,2	0,2	0,5
Al_2O_3	18,2	22,6	20,1	21,8	22,6	22,5	21,0
Fe_2O_3	11,9	4,5	6,8	3,0	4,1	3,0	4,1
MnO	0,3	0,10	0,2	0,7	0,2	0,2	0,8
MgO	1,7	0,2	0,6	0,2	0,2	0,3	0,8
CaO	5,5	1,6	2,3	0,6	1,5	0,6	1,6
Na_2O	7,9	8,9	7,8	7,5	8,0	10,2	10,5
K_2O	3,7	5,4	4,0	7,0	8,4	4,8	3,2
$H_2O^{\pm}$	0,8	0,7	2,2	2,5	1,2	1,0	2,2
P_2O_5	0,20	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,10
CO_2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	0,23	0,20	0,30	0,06	0,26	0,32	0,40
S	0,04	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Zr	0,2	0,15	0,20	0,20	0,15	0,20	0,20
Nb	0,021	0,010	0,026	0,01	0,02	0,060	0,07
Ta	Не опр.	0,0008	0,004	Не опр.	Не опр.	0,004	0,005
TR	0,04	0,05	0,07	0,02	0,04	0,07	Не опр.
Li	0,005	0,003	0,006	0,01	0,002	0,002	"
Rb	0,22	0,023	0,038	0,176	0,150	0,037	0,010
Cs	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,003
Be	0,002	0,006	0,001	0,001	0,001	0,001	0,01
Sr	0,1	0,05	0,1	0,05	0,10	0,01	0,01
Ba	0,05	0,01	0,01	0,05	0,20	0,05	0,05
Ga	0,01	0,006	0,022	0,01	0,003–0,1	0,01	0,05
Pb	0,005	0,005	0,070	0,01	0,05	0,05	0,20
Sn	0,005	0,005	0,005	0,003	0,005	0,005	0,005

(пирохлор, эвксенит, эшинит), церийсодержащие (ортит, бритолит, монацит, меланоцерит), литийсодержащие (флоголит, полилитионит), бериллийсодержащие (фенакит, берилл), торийсодержащие (торит) и другие редкометальные минералы. Повышенные концентрации рубидия и цезия установлены в нефелине, микропертите, эгирине, арфведсоните, лепидомелане, астрофиллите, эвдиалите и полилитионите (Свешникова и др., 1976).

Металлогения пород серии эгириновых фойяитов и ийолитов и сопровождающих метасоматических образований различна. Интрузивные лейкократовые фойяиты бедны редкими элементами, и их металлогенические особенности определяются главными петрогенными компонентами — алюминием и щелочами, содержание которых соответствует уровню нефелин-полевошпатовых руд, используемых для производства алюминия, а также в стекольной, керамической и химической промышленности. Альбитизированные фойяиты, метасоматические альбититы и гидротермалиты обеднены перечисленными выше петрогенными компонентами вследствие уменьшения в них содержания нефелина или его полного исчезновения. Зато им свойственна повышенная концентрация циркония, ниобия, тантала, рубидия, цезия, бериллия и церия. Этим обусловлен редкометальный металлогенический профиль щелочных метасоматитов.

ПУЛАСКИТ, ГАСТИНГСИТОВЫЙ ФОЙЯИТ, ЭГИРИН-АРФВЕДСОНИТОВЫЙ ФОЙЯИТ, МАРИУПОЛИТ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Настоящая серия щелочных пород образует автономные интрузивные массивы, отличающиеся сложным многофазным строением (Яшина, 1975). Они имеют ограниченный ареал распространения, сосредоточены в пределах Тувино-Монгольского срединного массива, где тяготеют к узлам пересечения трансструктурных глубинных разломов (Центрально-Сангиленский в СССР, Эгыйнгольский и Уджигин-Бэлтэсингольский в МНР) с оперяющими их разрывными тектоническими нарушениями. Характерной особенностью серии является лейкократовый облик и преимущественно нефелин-сиенитовый состав пород, сложенных на 60—90% калиево-натриевым полевым шпатом при содержании нефелина от 5—8 (пуласкиты) до 30—35% (фойяиты). Количество темноцветных компонентов (амфибол, циркон, лепидомелан) не превышает 10%. Интрузивные массивы обычно обладают неоднородным строением и составом вследствие проявления ранних контактово-реакционных (фенитизация) и постмагматических метасоматических (альбитизация и эгиринизация) процессов. Наиболее типичными интрузивными массивами, отражающими геологическое положение, строение и петрографический состав серии, являются Коргередабинский (Юго-Восточная Тува) и Барунманханский (Северная Монголия).

Коргередабинский массив (рис. 44) находится в Юго-Восточной Туве, на левобережье р. Балыктыг-Хем, в районе перевала Коргере-Даба. Он приурочен к системе крупных региональных разломов, проходящих в осевой части Сангиленского синклинория, сложенного протерозойскими и рифейскими осадочно-метаморфическими породами. Массив в плане имеет форму неправильного овала площадью около 36 км^2, удлиненного в субмеридиональном направлении, и залегает дискордантно по отношению к складчатой структуре вмещающих карбонатных толщ. Фойяитовая интрузия прорывает нижнепалеозойские габбро-диориты и девонские лейкократовые граниты. Радиогенный (калий-аргоновый) возраст нефелиновых сиенитов составляет 303 ± 5 млн. лет.

Интрузивные породы Коргередабинского массива формировались в три последовательные фазы. Первая из них (главная) представлена гастингситовыми фойяитами. Они имеют господствующее распространение и занимают площадь около 29 км^2, образуя асимметричное воронковидное тело с крутым восточным (68—75°) и более пологими западным (44—50°) и северо-западным (35—42°) контактами. В современном эрозионном срезе эта воронка имеет овоидное сечение и обладает в северной части массива отчетливым зональным строением. Зональность возникла в результате активного взаимодействия фойяитовой интрузии с более ранними габбро-диоритами. Последние подверглись интенсивной метасоматической переработке и были превращены в эссексит-, олигоклазит- и пуласкит-фениты (Яшина, 1982). Мощность зонального фенитового ореола изменяется от 1,5 км в северной части массива до нескольких сот метров на западном и восточном выклинивании фенитов. Вдоль последних по периферии интрузивного тела прослеживается зона пуласкитов, отличающихся неравн-

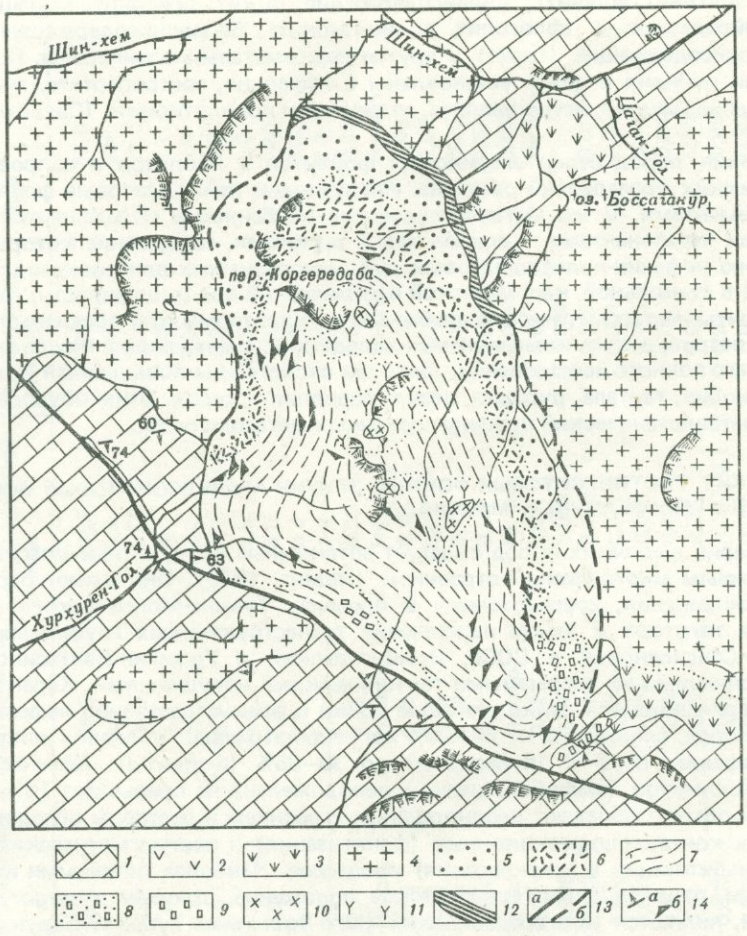


Рис. 44. Геолого-петрографическая карта Коргередабинского массива (по Р.М. Яшиной)

1–4 — вмещающие породы: *1* — мраморизованные известняки чартисской свиты верхнего протерозоя; *2–3* — интрузивные породы нижнепалеозойского Таннуольского комплекса: *2* — габбро, *3* — габбро-диориты и диориты; *4* — девонские лейкократовые граниты; *5–9* — среднепалеозойские щелочные породы массива: *5* — эссекситоподобные фениты (апогабброидные), *6* — пуласкиты, *7* — трахитоидные гастингситовые фойяиты, *8* — эгирин-арфведсонитовые фойяиты, *9* — фойяит-пегматиты; *10* — пермские щелочные сиениты и граниты (дайки, штоки); *11* — метасоматические анортоклазовые сиениты, образовавшиеся по фойяитам; *12* — зона дробления и гидротермального изменения; *13* — разломы прослеженные (*а*) и предполагаемые (*б*); *14* — элементы залегания: *а* — трахитоидной текстуры фойяитов, *б* — слоистости вмещающих пород

номерным сложением (от мелкозернистого до пегматоидного) и неоднородной такситовой текстурой. Пуласкиты имеют резкие границы с близкими по составу фенитами, но связаны постепенными переходами с интрузивными гастингситовыми фойяитами, которые отличаются однородной среднезернистой структурой и отчетливо выраженной трахитоидной текстурой.

К породам второй интрузивной фазы относятся эгирин-арфведсонитовые фойяиты, образующие в южной приконтактовой части массива обособленную полосу, протяженностью около 1,2 км при максимальной мощности 500 м. Апофизы данных пород секут более ранние трахитоидные нефелиновые сиениты. Поздняя интрузия эгирин-арфведсонитовых фойяитов сопровождается многочисленными жильными телами щелочных пегматитов, содержащих эвдиалит, астрофиллит, ринколит и другие редкометальные минералы, типичные для агпаитовых щелочных пород. Наиболее крупное пегматитовое тело мощностью до 150 м приурочено непосредственно к контакту эги-

рин-арфведсонитовых фойяитов с мраморами. Оно имеет отчетливое зональное строение, осложненное метасоматической альбитизацией.

В пределах Коргередабинского массива достаточно широко распространены породы третьей интрузивной фазы, образующей многочисленные дайкообразные или штокоподобные тела, секущие гастингситовые фойяиты. Мелкие дайки мощностью от 0,3 до 1—2 м и протяженностью до 50 м сложены преимущественно щелочными сиенитами или граносиенитами. Они приурочены к радиальным и поперечным трещинам разрыва в пределах воронковидной интрузии нефелиновых сиенитов. Наиболее крупное штокообразное тело щелочных граносиенитов тяготеет к осевой части массива и обнажается на площади около 0,05 км^2. Эта трещинная интрузия окружена широким ореолом измененных нефелиновых сиенитов, подвергшихся денефелинизации, анортоклазизации и даже окварцеванию. Такие сиенитоподобные породы имеют ярко-розовую или пятнистую окраску и нередко обладают своеобразной кавернозной текстурой. При радиологическом исследовании дайковых щелочных сиенитов и гранитов Коргередабинского массива получен возраст 238—240 млн. лет, что свидетельствует об их значительном отрыве во времени от интрузивных пуласкитов, гастингситовых и эгирин-арфведсонитовых фойяитов. Более того, дайковые щелочные сиениты и граносиениты имеют близкий радиологический возраст с пермским комплексом сиенит-граносиенитовых щелочных пород Восточной Тувы, Юго-Восточного Саяна и Северной Монголии, где они проявлены в зонах долгоживущих глубинных разломов (Яшина, 1975).

Состав и строение Коргередабинского массива осложнены тем, что щелочные интрузии каждой фазы сопровождались своими постмагматическими образованиями. В поле пуласкитов и гастингситовых фойяитов (I главная фаза) развиты их альбитизированные разновидности и существенно альбитовые породы — слюдяные альбититы и метапегматиты, содержащие обычно циркон, ортит и пирохлор. К южной зоне эгирин-арфведсонитовых фойяитов (II фаза) приурочены линзообразные и жилоподобные тела постпегматитовых высокощелочных метасоматитов, представленных эгириновыми мариуполитами (Aeg + Ab + Mi + Ne), эгирин-нефелиновыми (Aeg + Ab + Ne) и эгириновыми альбититами (Aeg + Ab), в которых присутствуют эвдиалит, катаплеит, астрофиллит, ринколит, эпидидимит и даже лопарит. На участках развития поздних интрузий щелочных сиенитов и гранитов проявлен щелочно-кремнекислый метасоматоз, приведший к образованию кварц-микроклин-альбитовых пород и кварц-полевошпатовых пегматоидных жил с флюоритом, оранжитом, годаминитом, эшинитом и другими редкометальными минералами.

Таким образом, для многофазного Коргередабинского массива установлена следующая последовательность образования пород: 1) внедрение главной интрузии гастингситовых фойяитов, сопровождавшееся интенсивной фенитизацией вмещающих габброидов и образованием эндоконтактовой зоны пуласкитов; 2) внедрение дополнительной интрузии эгирин-арфведсонитовых фойяитов, с которой связаны жильные редкометальные фойяит-пегматиты, а также эгирин-нефелин-альбитовые, эгирин-альбитовые и существенно альбитовые метасоматиты; 3) проявление дайковой серии щелочных сиенитов и граносиенитов, значительно оторванной во времени от вмещающих гастингситовых фойяитов.

Магматическим породам серии пуласкитов, гастингситовых и эгирин-арфведсонитовых фойяитов свойственны полнокристаллическое средне- или крупнозернистое сложение и лейкократовый облик, предопределенный преобладанием в их составе щелочных алюмосиликатных минералов — K-Na полевого шпата (40—75%) и нефелина (40—15%). В ассоциации с первым минералом может присутствовать кислый олигоклаз (эндоконтактовые пуласкиты) или альбит (эгирин-арфведсонитовые фойяиты и фойяит-пегматиты), который достигает значения главного породообразующего компонента в остаточных щелочных дериватах— мариуполитах и сопровождающих их метасоматитах. В парагенезисе с нефелином иногда появляется магматогенный содалит, наблюдаемый в поздних интрузивных дифференциатах — жильных нефелин-содалитовых фойяитах, развитых в Барунманханском массиве. С увеличением щелочности алюмосиликатной составной части пород в интрузивной серии пуласкит—фойяит—нефелин-содалитовый фойяит — мариуполит происходит закономерное изменение темноцветных минералов от натриевого авгита и гастингсита к алюминийсодержащему эгирину и арфведситу и далее к высокожелезистому эгирину — акмиту. Во всех перечисленных породах, за исключением агпаитовых нефелин-содалитовых фойяитов, обнаружи-

вается автометасоматический лепидомелан (1—3%), тесно ассоциирующий с альбитом, образующим внешние каймы крупных кристаллов K-Na полевого шпата. Акцессорные минералы в пуласкитах и гастингситовых фойяитах представлены апатитом, титаномагнетитом, титанитом. Реже встречаются циркон, ортит и флюорит. В эгирин-арфведсонитовых и нефелин-содалитовых фойяитах появляются специфические натрийсодержащие цирконо- и титаносиликаты — эвколит, ловенит, астрофиллит, бритолит, а также наиболее поздний флюорит. В эгириновых фойяит-пегматитах и мариуполитах перечисленные минералы приобретают значение второстепенных породообразующих компонентов, особенно эвдиалит, катаплеит, астрофиллит и ринколит. Последний накапливается в меланократовых мариуполитах, обогащенных эгирином (до 25%), а эвдиалит и катаплеит сосредоточиваются нередко в сопровождающих альбитовых метасоматитах, в которых как акцессорная примесь присутствуют циркон, пирохлор, оранжит, эпидидимит и др. Ранние и поздние интрузивные породы существенно различаются по характеру вторичных изменений. Если для пуласкитов и гастингситовых фойяитов характерны серицитизация щелочного полевого шпата, либнеритизация нефелина и хлоритизация пироксена или амфибола, то для эгирин-арфведсонитовых фойяитов более типичны альбитизация, содалитизация и цеолитизация.

Таким образом, для серии в целом устанавливается закономерное изменение парагенетической ассоциации породообразующих минералов с возрастанием щелочности алюмосиликатной составной части, темноцветных и даже акцессорных минералов в направлении от ранних ее членов (пуласкиты, гастингситовые фойяиты) к промежуточным (эгирин-арфведсонитовые фойяиты) и поздним (нефелин-содалитовые фойяиты и эгириновые мариуполиты), представляющим собой остаточные высокощелочные дифференциаты.

Как интрузивные, так и метасоматические образования серии пуласкитов, гастингситовых и эгирин-арфведсонитовых фойяитов обладают отчетливо выраженным щелочно-салическим профилем химизма (табл. 32). Об этом свидетельствует высокое суммарное содержание алюминия и кремнекислоты (75—78%), а также щелочей (11,8—17,95%) при низком значении магния (0,05—0,99%) и кальция (0,45—1,9%), роль которого возрастает только в эндоконтактовых пуласкитах (3,02%), возникших при активном взаимодействии фойяитовой интрузии с вмещающими габброидами. Химический состав интрузивных пород, так же как и минеральный, закономерно изменяется от ранних (пуласкиты, гастингситовые фойяиты) к поздним (эгирин-арфведсонитовые фойяиты) и остаточным щелочным (мариуполитам) дифференциатам. В этом направлении увеличивается роль натрия (5,69—12,00%) и снижается — калия (6,12—1,78%), возрастает величина коэффициента агпаитности (0,80—1,04 и 1,15), уменьшается количество магния и кальция, но при этом возрастает значение окисного железа (1,11—6,25%), входящего в состав эгирина. Таким образом, для рассматриваемой серии характерно образование позднемагматических агпаитовых пород, повышенная щелочность которых фиксируется такими минеральными парагенезисами, как K-Na полевой шпат, нефелин, содалит и эгирин (в фойяитах) или альбит, нефелин и эгирин (в мариуполитах). Помимо этого, для них типично повышенное содержание фтора (0,12—0,22%), а также натрийсодержащих цирконо- и титаносиликатов.

Химический состав шлирово-полосчатых метасоматитов, сложенных эгирином, нефелином и альбитом, близок к жильным мариуполитам (см. табл. 32, ан. 5,6) и отличается от интрузивных фойяитов (см. табл. 32, ан. 2, 4) повышенным содержанием кремнекислоты и натрия при явном уменьшении калия. В них мало титана, магния, марганца и кальция, составляющих в сумме 1,45%, а в составе темноцветных минералов преобладает окисное железо.

Для серии в целом устанавливаются следующие признаки химизма: 1) щелочно-салический состав как магматических, так и метасоматических образований; 2) обедненность щелочами ранних интрузивных дифференциатов, сравнительно низкая степень их десиликации (Q изменяется от −9 до −15) и примерно равные содержания натрия и калия ($Na_2O/K_2O \approx 0{,}93—1{,}0$); 3) перенасыщенность щелочами, особенно натрием ($Na_2O/K_2O = 3{,}9—7$), поздних интрузивных образований при увеличении роли глинозема (нефелин) и окисного железа (эгирин); 4) обогащенность фтором интрузивных агпаитовых фойяитов (0,12%), фойяит-пегматитов (0,20%) и мариуполитов (0,22%); 5) обедненность всех пород серии магнием и кальцием.

К числу главных петрогенных элементов серии пуласкитов, гастингситовых и эги-

Таблица 32. Химический состав (в вес. %) и содержание микроэлементов (в г/т) пород серии пуласкитов, гастингситовых и эгирин-арфведсонитовых фойяитов с мариуполитами

Компоненты	Главная интрузивная фаза		Дополнительная интрузивная фаза	Жильные породы			Метасоматит эгирин-нефелин-альбитовый
	пуласкит (эндоконтактовый)	фойяит гастингситовый	фойяит эгирин-арфведсонитовый	фойяит-пегматит	мариуполит эгириновый		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	57,74	55,92	54,75	50,39	54,88	57,14	58,20
TiO_2	0,85	0,58	0,28	0,15	0,20	0,25	0,30
Al_2O_3	20,03	23,60	21,10	24,80	20,58	20,35	20,45
Fe_2O_3	1,27	1,11	3,60	3,80	6,25	4,36	3,89
FeO	3,36	3,19	1,75	0,37	0,15	0,82	1,24
MnO	0,07	0,05	0,17	0,12	0,15	0,33	0,10
MgO	0,33	0,18	0,32	0,99	0,16	0,24	0,05
CaO	3,02	1,96	1,28	0,45	0,80	1,11	1,00
Na_2O	5,69	6,29	9,97	14,35	12,22	12,60	10,42
K_2O	6,12	6,60	4,56	3,60	3,26	1,78	3,84
$H_2O^{\pm}$	0,55	0,67	0,79	0,90	0,75	0,68	0,83
CO_2	Не опр.	0,20	0,11	0,009	0,30	Не опр.	Не обн.
P_2O_5	0,55	0,33	0,31	Не опр.	0,11	0,11	Сл.
F	Не опр.	Не опр.	0,12	0,22	Не опр.	Не опр.	0,06
Cl	"	"	Не обн.	Не опр.	"	"	Не обн.
S	"	"	0,04	0,005	"	"	"
Ni	Не опр.	Не опр.	< 10	Не опр.	Не опр.		10
Co	"	0–10	Не опр.	"	"		Не опр.
V	10–20	100	10–20	10	< 10		2,5
Cr	Не опр.	Не опр.	0–10	Не опр.	10		
Mn	700	500	1700	1200	1500		1000
Nb	80–100	20–100	150	100–200	до 2000		45
Zr	200	200–500	до 2000	до 3000	до 7000		500
Th	≈100	≈100	> 150	≈100	Не опр.		500
Sr	700	200–300	100–200	100	100–300		100–300
Ba	700–800	до 3000	50	50	70		50–100
Ga	20	20–30	30–100	до 50	100		50–80
Be	5–8	1–5	2–6	2–5	10–50		3–10
Li	0–50	0–50	0–100	50–200	до 100		70
Sn	0–7	Не опр.	0–20	0–20	7–10		Не опр.
Mo	2	2–3	2–5	1–2	5		"

Примечание. Химические анализы пород выполнены по материалам Р.М. Яшиной. Определение акцессорных элементов произведено в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитики А.С. Дудыкина, Р.В. Кортман. Анализы 1, 2, 4, 6 – породы Коргередабинского массива; 3, 5, 7 – породы Барунманханского массива.

рин-арфведсонитовых фойяитов относятся Si, Al, Fe, K, Na. По сравнению с ними роль титана, марганца, магния и кальция настолько мала, что они не оказывали влияния ни на многофазный интрузивный процесс, ни на кристаллизацию отдельных фойяитовых интрузивов. Ведущая геохимическая роль в интрузивном и кристаллизационном процессах принадлежала щелочам. Они предопределили геохимическое своеобразие этой серии сиенитоидных пород, которая состоит в том, что в ней наряду с обычными нефелинсодержащими фойяитами главной интрузивной фазы, слабо недосыщенными SiO_2, обогащенными глиноземом и калием ($Na_2O/K_2O = 0{,}93$), обязательно присутствуют поздние агпаитовые дифференциаты, пересыщенные натрием ($Na_2O/K_2O = 3{,}9–7$), обогащенные фтором, а иногда и окисным железом (фойяит-пегматиты и мариуполиты). В данных породах происходит накопление Zr, Nb, Ce, Ga, Be, Li (см. рис. 32), входящих в состав таких минералов, как эвдиалит, эвколит, катаплеит, ловенит, ринколит, астрофиллит, лопарит, эпидидимит, фенакит и др. Этим определяется редкометальная геохимическая специфика позднемагматических агпаитовых пород данной серии.

Для ранних интрузивных образований (пуласкиты и гастингситовые фойяиты) устанавливается тот же самый набор редких элементов, но их содержание более низкое, соответствующее кларковому уровню или незначительно превышающее этот уровень. Вследствие недосыщенности данных пород щелочами ($Na_2O + K_2O/Al_2O_3 = 0{,}80–0{,}93$) в них отсутствуют перечисленные выше натрийсодержащие титано- и цирконосиликаты.

Металлогения ранних и поздних интрузивных образований серии различна. Преобладающие в массивах лейкократовые гастингситовые фойяиты бедны редкими элементами, и их металлогенические особенности определяются главными петрогенными элементами — алюминием (23,60%) и щелочами (12–13%), содержание которых соответствует уровню нефелин-полевошпатовых руд, используемых для производства алюминия, а также в керамической, цементной и химической промышленности. Рассмотренный выше Коргередабинский массив, где лейкократовые гастингситовые фойяиты обнажены на площади около 29 км^2, представляют собой месторождение высокоглиноземистого нефелин-полевошпатового сырья. В то же время поздние агпаитовые дифференциаты — эгирин-арфведсонитовые фойяиты, фойяит-пегматиты и мариуполиты — обеднены глиноземом (20–21%) и обладают повышенным содержанием окисных соединений железа (5–6,4%). Помимо этого, они интенсивно альбитизированы, а иногда содалитизированы и цеолитизированы и поэтому не могут использоваться как нефелин-полевошпатовое сырье. Агпаитовым фойяит-пегматитам, мариуполитам и эгирин-нефелин-альбитовым метасоматитам свойственно повышенное содержание Zr, Nb, Ce, Ga, чем определяется редкометальный металлогенический профиль данных пород.

СЕРИИ СИЕНИТОВ, НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ КОНСОЛИДИРОВАННЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Щелочные массивы, образованные сиенит-нефелинсиенитовой серией пород, имеют широкое распространение в тех участках консолидированных складчатых областей, которые были захвачены более поздним тектогенезом, проявившимся в одних регионах в образовании крупных сводово-глыбовых поднятий, а в других — в формировании приразломных зон смятия и метаморфизма. В связи с этим обнаруживается две тенденции в изменении состава автономных сиенит-нефелинсиенитовых массивов. На раздробленных сводово-глыбовых поднятиях, фиксированных полями и поясами орогенных гранитоидов, развиты многофазные интрузивные тела, сложенные кварцсодержащими и кварцевыми сиенитами, нефелинсодержащими сиенитами (пуласкитами) и амфиболовыми нефелиновыми сиенитами (фойяитами). Кристаллизация последних завершалась развитием постмагматического щелочного метасоматоза, ведущего к образованию эгирин-нефелин-альбитовых, существенно альбитовых, содалитовых и цеолитовых метасоматитов.

В зонах смятия и метаморфизма, наложенных на выступы древнего гранитно-метаморфического фундамента, проявлены простые монофазные интрузивные массивы, нередко обнаруживающие зональное строение. Их периферические (эндоконтактовые) зоны сложены плагиосиенитами, образовавшимися при активном взаимодействии не-

фелин-сиенитовой магмы с вмещающими кристаллическими сланцами и гнейсами, внутренние зоны образованы плагиоклаз- и нефелинсодержащими сиенитами (плагиомиаскитами), а ядерные части — существенно калишпатовыми нефелиновыми сиенитами, содержащими альбит и биотит и обладающими гнейсовидно-полосчатой текстурой. Такие породы обычно называют миаскитами. Становление сиенит-миаскитовых массивов сопровождается проявлением многостадийного постмагматического метасоматического процесса (микроклинизация, альбитизация, карбонатизация), имеющего характер высокотемпературного кислотного выщелачивания. Каждая из отмеченных выше сиенит-нефелинсиенитовых серий образует самостоятельные интрузивные массивы, которые занимают различное геологическое положение и отличаются по строению и составу.

Сиенит, пуласкит, амфиболовый фойяит

Рассматриваемая серия пород типична для многих щелочных массивов, формировавшихся в пределах сильно раздробленных сводово-глыбовых поднятий, возникших в эпоху среднепалеозойских активизационных тектонических движений, захвативших древние складчатые сооружения Восточного Саяна, Восточной Тувы, Северной Монголии и Западного Забайкалья. Сведения о регионах распространения, геологическом положении, форме, размерах и составе массивов приведены в табл. 33. Для них характерна трещинная форма интрузивных тел, тяготеющих к зонам крупных разломов и узлам их пересечения с поперечными разрывными нарушениями. Они залегают среди рифейско-кембрийских сланцево-карбонатных толщ, прорывают нижнепалеозойские габброиды, девонские граниты и сопряженные с ними кислые вулканиты. Среди щелочных массивов известны как простые, преимущественно однофазные сиенитовые тела, так и сложнопостроенные многофазные интрузивные массивы, образованные серией сиенитов, пуласкитов и амфиболовых фойяитов. Примером последних является изученный автором настоящего раздела Дугдинский сиенит-нефелинсиенитовый массив Восточной Тувы.

Дугдинский массив (рис. 45) находится на участке пересечения субмеридионального Байхольского разлома, входящего в систему Восточно-Тувинских глубинных тектонических нарушений фундамента, с поперечным разломом долины руч. Дугда. Он представляет собой многофазный интрузив со следующей последовательностью образования пород.

I фаза — амфибол-биотитовые сиениты, инъецирующие силикатно-карбонатные сланцы харальской свиты (R_3). Они присутствуют только в восточной части массива в виде многочисленных ксенолитных тел и блоков размером от нескольких десятков до сотен квадратных метров. Вместе с ними встречаются ксенолиты ороговикованных и сиенитизированных сланцев, превращенных в пироксен-амфиболовые или амфибол-биотитовые фениты.

II фаза — трахитоидные амфиболовые и амфибол-биотитовые фойяиты, занимающие площадь около 35 км^2. Эта интрузия ориентирована в субширотном направлении, согласно с простиранием разлома. Контактовые зоны обнажены слабо. На западе массив перекрыт четвертичными отложениями долины руч. Дугда. Поэтому трудно судить об истинных размерах нефелин-сиенитового интрузива. На основании его структурного изучения Е.Л. Бутакова (1963) относит данный массив к плитоподобному магматическому телу, наклоненному к северо-востоку под углами 40—80° и простирающемуся в северо-западном направлении. Состав интрузива изменяется в зависимости от вмещающих пород. В северной части массива, где развит широкий ореол апосланцевых фенитов, породы представлены амфиболовыми и амфибол-биотитовыми разновидностями нефелиновых сиенитов. На юго-западной периферии массива, в зоне контакта с габброидами (PZ_1), развиты фойяиты, обогащенные пироксеном и нефелином.

III фаза — включает жильную серию пород, представленную фонолит-порфирами и мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами, образующими как крутые, так и пологие дайковые тела. Кроме того, встречаются жилы нефелин-содалитовых и мусковит-анальцимовых сиенитов. Наиболее широко распространены (особенно в северной части массива) нефелин-полевошпатовые пегматиты, залегающие как в пределах эндоконтактовой зоны щелочного интрузива, так и выходящие за его пределы в фенитизированные сланцы.

Таблица 33. Характеристика интрузивных массивов, сложенных серией сиенит—пуласкит—амфиболовый фойяит

Регион	Массив	Форма, размеры	Породы	Геологическое положение, литературный источник
Юго-западная часть Восточного Саяна	Буровский, Кортузский, Сайбарский, Байтагский, горы Бесь, горы Косматой, горы Таловой, Сидоровский увал, Андрихинский и др.	Штоко- или дайкообразная, 1,0—70 км^2	Сиениты, нефелиновые сиениты; жильные сиенит-пегматиты, сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры и граносиениты; эгирин-нефелин-альбитовые и существенно альбитовые метасоматиты	Тяготеют к разломам, отделяющим Беллык-Байтагское поднятие от среднепалеозойских межгорных прогибов (Лучицкий, 1960; Моссаковский, 1963)
Юго-восточная часть Восточного Саяна	Ута-Жалгинский, Жахнинский, Усатай-Жахнинский, Хэлэгский, Хушагольский, Убор-Баргутэйский, Удачный, Нюрганский и др.	Штокоподобные и трещинные тела, 0,2—10 км^2	Сиениты, нефелиновые сиениты; жильные лейкосиениты, сиенит-пегматиты, сиенит-аплиты и граносиениты; микроклин-альбитовые и альбитовые метасоматиты	Приурочены к разломам, ограничивающим Уда-Хойто-Окинское глыбовое поднятие, осложненное девонскими вулканогенными впадинами (Гордиенко, и др., 1978)
Северо-Восточная Тува	Аксугский, Чамджакский, Ирелиский, Чудоякский, Дототский, Харанурский и др.	Трещинные тела, вытянутые вдоль разломов, 1—55 км^2	Сиениты и нордмаркиты, реже нефелиновые сиениты; жильные сиенит-пегматиты, лейкосиениты, сиенит-аплиты, граносиениты; микроклин-альбитовые и альбитовые метасоматиты	Тяготеют к пересечениям разломов, ограничивающих выступы древнего фундамента или рассекающих Восточно-Тувинское сводово-глыбовое поднятие, фиксированное протяженным дугообразным поясом девонских гранитов (Бутакова, 1963)
Восточная Тува	Дугдинский, Улугаргинский, Соругский, Карахольский, Кадыросский, Чавачский, Терехольский и др.	Трещинные или инъекционные тела, 2—70 км^2	Сиениты, нефелиновые сиениты, иногда ювиты; жильные сиенит-пегматиты, микросиениты, сиенит-порфиры, фонолит-порфиры; эгирин-нефелин-альбитовые, микроклин-альбитовые и существенно альбитовые метасоматиты	
Юго-Западное Прихубсугулье (МНР)	Ихэ-Эрцигульский, Намуланульский, Моджульский, Баргасатуингольский, Буренханобинский, Хухучульский	Штокообразные и трещинные тела 2—30 км^2	Сиениты, нордмаркиты, нефелиновые сиениты и их пегматиты; жильные щелочные граносиениты; эгирин-нефелин-альбитовые и существенно альбитовые метасоматиты	Приурочены к северной периферии крупных масс девонских гранитов (Арабулакское, Мурэнгольское), размещены в узлах пересечения разломов, ограничивающих Северо-Монгольское сводово-глыбовое поднятие (Яшина, 1975)

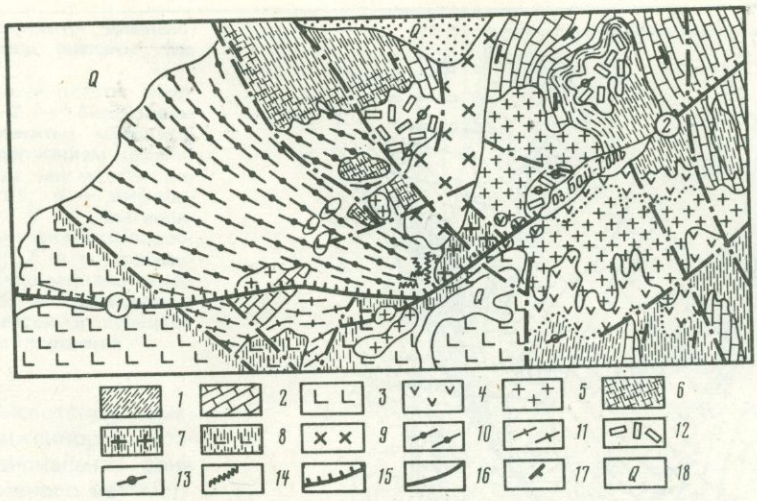


Рис. 45. Геолого-петрографическая карта Дугдинского массива (по Р.М. Яшиной)

1–2 — харальская свита верхнего протерозоя: *1* — сланцы и амфиболиты, *2* — мраморизованные известняки; *3* — нижнепалеозойские габбро; *4* — гибридные диориты и сиенит-диориты из зоны контакта девонских гранитов с вмещающими сланцами; *5* — девонские лейкократовые граниты; *6–8* — породы экзоконтактового ореола массива: *6* — фенитизированные сланцы, *7* — фенитизированные девонские граниты, *8* — фенитизированные габбро; *9–13* — интрузивные породы массива: *9* — сиениты и нордмаркиты, *10* — амфиболовые и амфибол-биотитовые трахитоидные нефелиновые сиениты, *11* — пироксеновые нефелиновые сиениты, *12* — пегматоидные нефелиновые сиениты, *13* — жильные щелочные пегматиты; *14* — дайковые поля щелочных гранитов и сиенитов (верхнепалеозойские), сопровождаемых щелочными метасоматитами; *15* — глубинные разломы (цифры в кружках): Дугдинский (*1*), Байхольский (*2*); *16* — прочие разрывные нарушения; *17* — элементы залегания вмещающих пород; *18* — четвертичные отложения

Особое место в данном массиве занимают жилы и дайки щелочных рибекитовых гранитов, развитые на правобережье руч. Дугда, возраст которых определяется как верхнепалеозойский или раннемезозойский. С этими гранитами связана интенсивная калишпатизация и окварцевание щелочных и нефелиновых сиенитов, линейные зоны изменения которых нередко принимаются за секущие интрузивные тела граносиенитов и кварц-полевошпатовых пегматитов.

Строение Дугдинского интрузива в значительной мере осложнено многократным проявлением постмагматических метасоматических процессов, завершавших формирование фойяитов и их пегматитов. С этими процессами связана микроклинизация, альбитизация и эгиринизация первичных интрузивных пород, а также вмещающих сланцев, нижнепалеозойских габброидов и девонских гранитов.

На примере данного массива выделяются следующие наиболее характерные черты геологического положения и строения магматической серии нордмаркитов, пуласкитов и амфиболовых нефелиновых сиенитов: 1) размещение по периферии сводово-глыбовых поднятий, фиксированных полями и поясами среднепалеозойских гранитов; 2) приуроченность к узлам пересечения крупных региональных разломов; 3) образование трещинных интрузивных тел, формировавшихся в две или три последовательные фазы; 4) развитие в пределах массивов постмагматического щелочного метасоматоза с образованием эгирин-нефелин-альбитовых, эгирин-альбитовых и существенно альбитовых метасоматитов, обособляющихся в форме линейных зон, тяготеющих к постинтрузивным разрывным нарушениям или к ослабленным контактам поздних дайковых пород.

Сиенит, миаскит

Уникальной областью проявления сиенит-миаскитовой серии пород является Уральская щелочная провинция, где ею сложены два крупных массива — Вишневогорский и Ильменогорский (рис. 46). Последние сформировались в пределах Сысертско-Ильменогорского антиклинального поднятия, сложенного докембрийскими кристалличе-

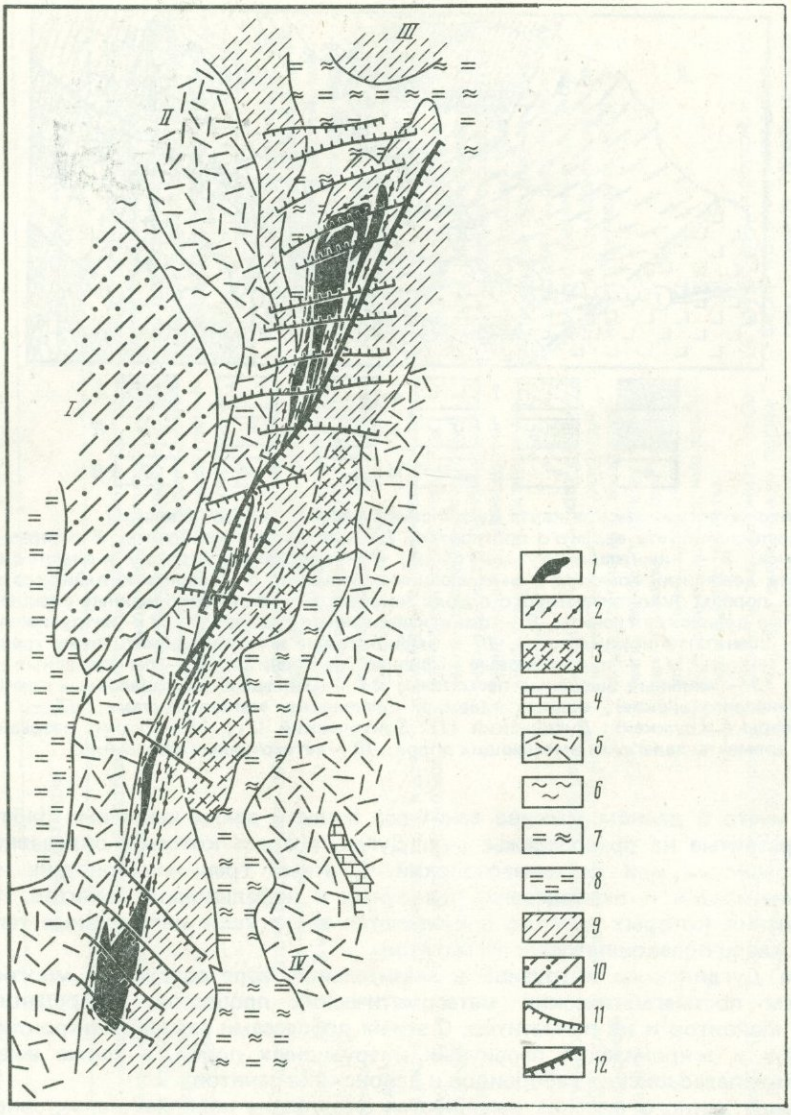


Рис. 46. Схема строения Ильмено-Вишневогорского комплекса сиенитов — миаскитов (по Б.М. Роненсону)

1 — миаскиты и породы эндоконтакта; *2* — фениты и мигматиты экзоконтактового ореола; *3* — граниты и гранитогнейсы; *4* — известняки; *5* — осадочно-вулканогенные толщи; *6* — углистые сланцы; *7* — графитовые микрокварциты с прослоями амфиболитов, гравелитов, мраморов; *8* — кварциты и слюдяные сланцы; *9* — кристаллические сланцы и мигматиты; *10* — амфиболиты; *11* — поперечные сбросы; *12* — надвиги

скими сланцами и гранито-гнейсами. Эти вмещающие породы подверглись интенсивной метасоматической переработке с образованием щелочных мигматитов и фенитов в экзоконтактном ореоле миаскитовых интрузивов. Они обладают сложной внутренней структурой, которая отчетливо выражена на схеме строения Ильменогорского массива (рис. 47). Формирование пород сиенит-миаскитовой серии происходило в течение девона—перми (Кононова, 1976; Кононова и др., 1979; Овчинников и др., 1969). Верхнепалеозойский период отвечает особому этапу развития складчатой области уральских герцинид, когда в период интенсивных орогенических движений в

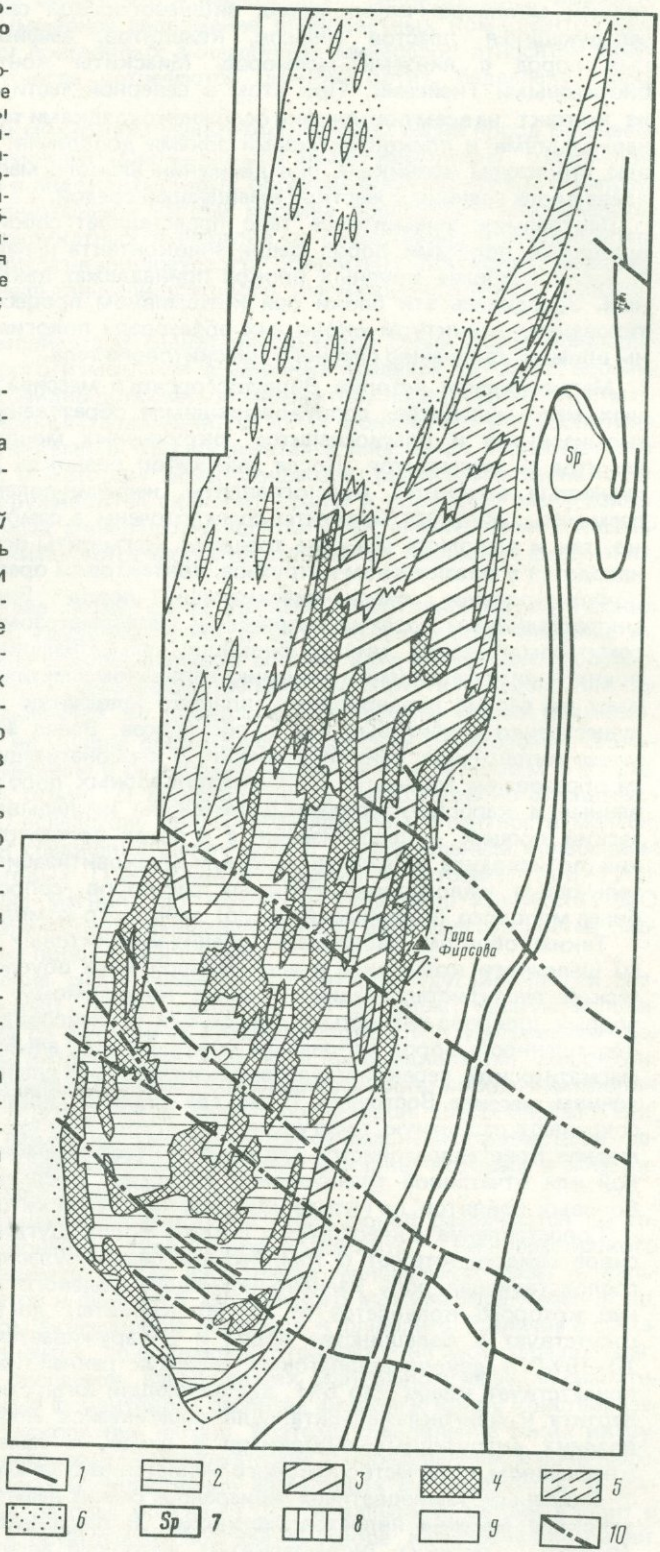


Рис. 47. Схема строения Ильменогорского щелочного массива (по В.Я. Левину, 1974)

1 — маркирующие пласты кварцитов, сланцев; *2* — биотитовые сиениты, плагиосиениты, миаскиты с пониженным содержанием нефелина; *3* — щелочные мигматиты сиенитов и миаскитов; *4* — амфиболовые миаскиты; *5* — плагиосиениты и сиениты миаскитоподобные; *6* — фениты; *7* — ультрабазиты; *8* — осадочно-вулканогенная толща $S_1 - D_2$; *9* — вмещающие толщи гранито-гнейсов и сланцев; *10* — тектонические нарушения

осевой части Сысертско-Ильменогорского антиклинория возникла субмеридиональная зона смятия и интенсивного метаморфизма.

Вишневогорский щелочной массив — типичный представитель развития магматической серии сиенитов—миаскитов. В настоящее время он изучен наиболее полно благодаря работе коллектива геологов, выполнивших под руководством Б.М. Ронсона первую крупномасштабную геологическую съемку. Массив вытянут в меридиональном направлении и занимает площадь около 180 км^2. Главной его составной частью является Центральное миаскитовое тело протяженностью около 25 км при максимальной ширине в 4 км. На западе от Центрального массива отделяется довольно крупная седловидная залежь миаскитов, которая огибает замóк антиклинали и выклинивается на востоке, расщепляясь на несколько ветвей; в крыльях залегают согласные пластовые и кососекущие дайки щелочных пород. Как показала детальная геологическая съемка, массив вскрыт на глубину около 7 км от апикальных до корневых частей; глубина апикальной части интрузива в момент его формирования составляла не менее 4,5 км, а корневые части находились на глубине около 12 км (Ронсон, 1966).

Наиболее крупные интрузии миаскитов (Центральная и Седловидная) залегают согласно с

толщей метаморфических пород вишневогорской свиты, состоящей из ритмически чередующихся пластов гнейсов, кварцитов, амфиболитов, известково-силикатных пород с линзами мраморов. Миаскиты контактируют преимущественно с биотитовыми гнейсами. При этом в северной части Центрального интрузивного тела контакт на всем протяжении осложнен складками течения, секущими разрывными нарушениями и приконтактовыми зонами дробления. Подобные специфические краевые структуры возникали при движении вязкого магматического миаскитового расплава вдоль границы с жесткой вмещающей средой.

Центральное миаскитовое тело представляет собой систему блоков, разделенных широкими полосами пород фации эндоконтакта и переработанных реликтов кровли. К числу наиболее крупных блоков принадлежат центральный, западный и юго-западный. Зародились эти блоки при интрузивном процессе, так как плоскостные ориентированные структуры около них образовали пологие своды, оси которых параллельны общему удлинению главного миаскитового тела.

Магматическая история Вишневогорского массива определяется внедрением крупных масс миаскитов, сопровождавшимся образованием эндоконтактовой зоны плагиомиаскитов и плагиосиенитов, окруженных мощным экзоконтактовым ореолом фенитов и мигматитов. После миаскитов возникла жильная серия пород — мелкозернистые миаскиты, миаскит-аплиты, нефелин-полевошпатовые и полевошпатовые пегматиты. Жильные миаскиты сосредоточены в самом интрузиве, залегая как согласно, так и выполняя секущие трещины. Пегматиты встречаются значительно чаще. Они находятся в миаскитовом интрузиве, контактовом ореоле и во вмещающей толще.

Формирование сиенит-миаскитовых пород Вишневых гор сопровождается многостадийным послемагматическим метасоматозом. Его развитие начинается с автометасоматической микроклинизации, альбитизации и ослюденения, которые приводят к значительному изменению первичномагматической природы миаскитов и создают их весьма неоднородную шлирово-полосчатую текстуру вплоть до образования существенно альбитовых зон и прожилков. Вслед за альбитизацией происходила не менее интенсивная канкринитизация и карбонатизация, с которой теперь связывается образование жильных карбонатитоподобных пород (Жабин, 1954). На альбитизированные и карбонатизированные миаскиты накладывался более поздний метасоматический процесс — цеолитизация, а в зонах постинтрузивных тектонических нарушений происходила либнеритизация или мусковитизация. Последняя связывается с деятельностью щелочно-кремнекислых растворов, сопровождавших формирование наиболее молодого (постмиаскитового) дайкового комплекса гранитов.

Таким образом, своеобразие сиенит-миаскитовых пород Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса в значительной мере обусловлено процессами постмагматической перекристаллизации. С ними, по-видимому, связано возникновение неодномодных шлирово-пятнистых, полосчатых и гнейсовидных очковых структур, а также обогащенность пород вторичным микроклином, альбитом и биотитом. Процессы постмагматической перекристаллизации значительно слабее проявлены в Дугдинском щелочном массиве Восточной Тувы, где сиениты, нордмаркиты, пуласкиты и фойяиты сохраняют первичную текстуру и структуру. Для них характерно относительно равномерное кристаллозернистое сложение с преобладанием массивной, слабо порфировидной или отчетливой трахитоидной текстуры. Последняя наиболее типична для амфиболовых фойяитов, но иногда наблюдается у пуласкитов и нордмаркитов.

Сопоставление минерального состава пород Дугдинского и Вишневогорского массивов свидетельствуют о том, что для сиенит-пуласкит-фойяитовой серии характерна господствующая роль калиево-натриевого полевого шпата (микропертита), содержание которого колеблется от 75—80 (сиениты) до 50—55% (фойяиты). Плагиоклаз отсутствует в большинстве пород и обнаруживается в небольших количествах (до 10—15%) в двуполевошпатовых сиенитах ранней интрузивной фазы. В них иногда присутствует кварц (до 5%), выполняющий интерстиции между кристаллами микропертита и олигоклаз-альбита. Для парагенезиса алюмосиликатных минералов более поздних интрузивных пуласкитов и фойяитов характерно сочетание микропертита с нефелином, количество которого меняется от 5 до 25—30%.

Сквозным темноцветным минералом сиенит-нефелинсиенитовой серии пород Дугдинского массива является гастингсит. В парагенезисе с ним присутствуют биотит (сиениты), рибекит (нордмаркиты), натровый авгит (пуласкиты) или эгирин-эвгит

(фойяиты). Значение пироксена возрастает в нефелиновых сиенитах зоны контакта с вмещающими мраморами. Суммарное содержание темноцветных компонентов редко превышает 10—15%. К числу постоянных акцессорных минералов относятся сфен, апатит, магнетит, флюорит. Иногда встречаются циркон, ортит, бадделеит, пирохлор и др.

Ведущим породообразующим минералом сиенит-миаскитовой серии пород Вишневогорского массива является плагиоклаз (олигоклаз или альбит-олигоклаз), содержание которого достигает максимума в эндоконтактовых образованиях (55—70%). В направлении от приконтактовых к внутренним частям массива происходит закономерное изменение парагенезиса алюмосиликатных минералов от существенно плагиоклазового (плагиосиениты) до плагиоклаз-калишпатового (сиениты), плагиоклаз-нефелин-калишпатового (миаскиты) и нефелин-калишпатового (пегматоидные лейкомиаскиты, миаскит-аплиты).

Роль главного цветного компонента в сиенит-миаскитовой серии пород принадлежит биотиту, содержание которого изменяется в широких пределах (5—20%), особенно на участках развития гнейсовидно-полосчатых миаскитов, подвергшихся постмагматической альбитизации и перекристаллизации. В зонах контакта с амфиболитами или мраморизованными известняками в плагиосиенитах и миаскитах возрастает значение амфибола (гастингсита), в котором обнаруживаются реликтовые зерна пироксена (Na-авгита). Иногда обнаруживаются скаполит, гранат и корунд. К числу наиболее распространенных акцессорных минералов относятся сфен, апатит, магнетит, кальцит. В альбитизированных миаскитах встречаются циркон, ортит, пирохлор, ферсманит, эшинит и др.

Данные о химическом составе пород сиенит-нефелин-сиенитовых магматических серий, приведенные в табл. 34, свидетельствуют о щелочно-салическом профиле их химизма, обусловленного явным преобладанием в составе всех интрузивных образований щелочных алюмосиликатных минералов (микроклин-пертита, кислого плагиоклаза, нефелина). Этим определяются их характерные петрохимические признаки: 1) содержание кремнекислоты на уровне средних магматических образований (65,4—54,4%) с максимальным его значением в ранних сиенитовых и минимальным — в поздних нефелин-сиенитовых членах серий; 2) пересыщенность глиноземом по отношению к щелочам большинства пород, вследствие чего их коэффициент агпаитности меньше единицы; 3) натриево-калиевая специфика щелочности с незначительным колебанием отношения Na_2O/K_2O в сиенитовых (1,20—2,00) и нефелин-сиенитовых (1,05—2,32) породах; 4) низкое содержание магния (до 1,0%) при колебании количества CaO (от 0,87 до 3,72%) и преобладании среди оснований железа, входящего в состав биотита, гастингсита, магнетита, реже пироксена и граната.

Петрохимическое сопоставление сиенит-пуласкит-фойяитовой (дугдинская) и сиенит-миаскитовой (вишневогорская) серий (см. табл. 34) выявляет единую направленность эволюции их химизма со снижением кремнекислотности и увеличением щелочности от ранних к поздним интрузивным (или кристаллизационным) дифференциатам. Однако в сиенит-миаскитовой серии кремнекислотность пород изменяется в меньшем диапазоне (59,6—54,8%), чем в сиенит-фойяитовой (65,2—54,4%). При этом поздние дифференциаты серий обладают близким суммарным количеством щелочей (13,5—13,8%), отличаясь содержаниями глинозема и калия, которых в миаскитах больше, нежели в амфиболовых фойяитах.

Рассмотренные выше сиенит-нефелин-сиенитовые серии пород различаются по составу и содержанию летучих компонентов. Если сиениты и миаскиты Вишневогорского массива насыщены CO_2, входящей в состав избыточной минеральной фазы — кальцита, то для сиенитов, пуласкитов и фойяитов Дугдинского массива характерен фтор, который фиксирован в сквозном акцессорном минерале — флюорите. Различие в составе и содержании летучих компонентов, по-видимому, отражается на характере постмагматических метасоматических процессов, завершавших становление нефелин-сиенитовых интрузий. В случае насыщения фойяитового расплава фтором к концу кристаллизационного процесса происходит накопление натрия, поэтому становление таких интрузивов завершается щелочным натриевым метасоматозом с образованием эгирин-нефелин-альбитовых, эгирин-альбитовых и существенно альбитовых метасоматитов. В другом случае, когда миаскитовый расплав обогащен CO_2 и кальцием, натрий входит в состав раннего плагиоклаза, а в остаточном расплаве—растворе накапливается калий,

Таблица 34. Химический состав (в вес. %) и содержание микроэлементов (в г/т) пород сиенит-нефелин-сиенитовых магматических серий

Компоненты	Сиенит			Пуласкит	Фойяит
	кварцсодержащий	амфибол-биотитовый		биотит-амфиболовый	амфиболовый
	1	2	3	4	5
SiO_2	65,90	60,40	61,36	59,20	57,94
TiO_2	0,26	1,00	0,78	0,31	0,53
Al_2O_3	17,05	16,79	17,00	19,40	21,03
Fe_2O_3	2,57	3,26	2,89	1,38	1,39
FeO	0,25	3,42	2,95	2,08	1,53
MnO	0,34	0,21	0,16	0,12	0,09
MgO	0,10	0,30	0,26	0,25	0,47
CaO	0,17	0,96	1,46	1,85	0,87
Na_2O	5,95	6,20	6,20	6,87	8,37
K_2O	6,22	5,78	6,15	6,82	5,52
$H_2O^{\pm}$	0,69	0,68	0,38	1,10	1,41
CO_2	0,36	0,26	0,29	0,03	0,33
P_2O_5	0,55	0,18	0,08	0,18	0,05
F	Не опр.	0,32	0,18	0,09	0,20
Cl	"	0,00	0,00	Не опр.	0,23
S	"	0,03	0,00	0,01	0,00
V	20	10	30	20	Не опр.
Cr	10	0—1	Не опр.	Не опр.	"
Nb	до 200	50—100	80	80	100
Zr	до 1000	200	1000	300	400
TR	0,02 TR_2O_3	550	480	300	580
Sr	200	300—500	300	200	70
Ba	200	400—1500	500	200	500
Be	8	10	10	10	10
Ga	40	50	50	30	25
Sn	8	8	6	Не опр.	7
Mo	3	10	5	2	5
Pb	70	50	100	100	80
Zn	100	100	100	300	60
Cu	80	10—20	3	2	5
Li	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Rb	"	"	"	"	"
Cs	"	"	"	"	"
	Петрохимические отношения (в мол. колич.)				
$Na_2O + K_2O$*	12,17	11,92	12,35	13,69	13,89
Na_2O/K_2O	1,48	1,61	1,52	1,55	2,32
$(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$	0,98	0,96	0,98	0,96	0,93

* В вес. %.

Примечание. Химические анализы пород выполнены по материалам Р.М. Яшиной в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР (ан. 1—5). Определение акцессорных элементов произведено в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитик Р.В. Кортман. Анализы 1—5 — породы Дугдинского массива; 6—11 — породы Вишневогорского массива (Еськова и др., 1964; Ронензон, 1966).

благодаря чему характерным автометасоматическим процессом является микроклинизация. Последующие интенсивные альбитизация и карбонатизация миаскитов, по-видимому, оторваны во времени от становления образуемых ими интрузивных массивов. Эти метасоматические процессы проявились, вероятно, в период верхнепалеозойского метаморфизма. Они способствовали омоложению абсолютного возраста первичных интрузивных пород, образование которых, согласно В.А. Кононовой и др. (1979),

Сиенит		Миаскит			
плагиоклазовый	амфибол-биотитовый	биотитовый	плагиоклазовый	амфиболовый	биотитовый
6	7	8	9	10	11
59,40	59,58	59,07	58,34	57,28	56,96
0,79	0,26	0,64	0,30	0,53	0,42
20,31	19,99	20,03	22,38	20,18	22,29
0,86	1,83	2,31	1,69	2,87	1,27
2,52	2,05	2,17	1,55	1,98	1,77
0,14	0,20	0,15	0,05	0,25	0,58
0,93	0,59	1,21	0,44	0,70	0,51
3,40	3,72	1,44	0,95	2,58	1,41
7,40	6,50	5,35	9,39	5,05	6,52
2,23	4,90	6,99	4,04	7,35	7,07
Не опр.	0,11	0,09	0,32	0,35	0,66
1,87	0,30	1,49	0,35	0,57	0,66
Не опр.	0,08	Не опр.	0,11	0,09	0,09
,,	Не опр.	,,	Не опр.	Не опр.	Не опр.
,,	,,	,,	,,	,,	,,
,,	,,	,,	,,	,,	,,
,,	,,	,,	,,	,,	,,
,,	,,	,,	,,	,,	,,
,,	,,	0,026 Nb_2O_5	,,	,,	0,036 Nb_2O_5
,,	,,	0,06 ZrO_2	,,	0,003–0,007	0,02–0,09 ZrO_2
,,	,,	0,03 TR_2O_3	0,084 TR_2O_3	,,	0,006–0,009 TR_2O_3
,,	,,	0,20 SrO	,,	,,	0,15 SrO
,,	,,	,,	,,	,,	,,
,,	,,	0,0012	,,	,,	0,0004
,,	,,	0,0018	,,	,,	0,0018
,,	,,	Не опр.	,,	,,	Не опр.
,,	,,	,,	,,	,,	,,
,,	,,	,,	,,	,,	,,
,,	,,	,,	,,	,,	,,
,,	,,	,,	,,	,,	,,
,,	,,	0,003	,,	,,	0,0015
,,	,,	Не опр.	,,	,,	0,0010
,,	,,	0,0010	,,	,,	0,0005
		Петрохимические отношения (в мол. колич.)			
9,63	11,40	12,34	13,34	12,40	13,59
5,4	2,00	1,20	3,60	1,05	1,40
0,70	0,80	0,82	0,98	0,80	0,89

происходило в раннем девоне (436 ± 31 млн. лет), а их перекристаллизация осуществлялась в верхнем палеозое (244 ± 4 млн. лет).

Геохимические особенности сиенит-миаскитовой серии пород рассмотрены в работе Е.М. Еськовой с соавторами (1964), согласно которым эти магматические образования по содержанию редких элементов являются рядовыми представителями нефелин-сиенитовых интрузивных комплексов. Опубликованные аналитические данные по

титану, цирконию, ниобию, редким землям, редким щелочам, галлию и бериллию (см. табл. 34) свидетельствуют о том, что их значения близки к кларковому уровню, установленному для нефелиновых сиенитов. Накопление циркония и ниобия происходило при альбитизации миаскитов, а редких земель, стронция и частично ниобия в процессе постмагматической карбонатизации, которая имеет достаточно широкое площадное развитие благодаря преобладанию среди летучих компонентов углекислоты.

Сиенит-пуласкит-фойяитовой серии пород, как видно из материалов, представленных в табл. 34, свойственно более низкое содержание ниобия и несколько повышенное — циркония, галлия, бериллия, олова и лития. Эта серия отличается тем, что накопление редких элементов происходило в щелочных метасоматитах (эгирин-нефелин-альбитовых, эгирин-альбитовых и существенно альбитовых), содержащих эвдиалит, бритолит, торит, чевкинит, лейкофан, эпидидимит и др.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ ЩЕЛОЧНЫХ СРЕДНИХ (СИЕНИТОИДНЫХ) ПОРОД

На основе фактического материала, изложенного при характеристике различных серий щелочных сиенитоидных пород и сопровождающих их контактово-реакционных магматических образований, построена сводная петрохимическая диаграмма (рис. 48), анализ которой позволяет выявить определенные закономерности эволюции их состава. Это прежде всего единая направленность изменения химизма серий в сторону увеличения основности и щелочности пород от ранних дифференциатов к поздним. При этом максимальная щелочность ($Na_2O + K_2O$ = 17,5—19,5%) свойственна агпаитовым магматическим образованиям, представленным нефелин-содалитовыми (науяиты, тавиты) и нефелин-кальсилитовыми (рисчорриты) сиенитами. Такие породы возникали только в тех сериях, которые формировались в условиях платформ в процессе длительной дифференциации исходного фойяитового (фонолитового) расплава, предельно насыщенного (Хибинский плутон) или пересыщенного (Ловозерский плутон) щелочами. Главным интрузивным фазам платформенных нефелин-сиенитовых массивов соответствует рой точек, образовавших на диаграмме рис. 48 обособленное поле в координатах SiO_2 = 53—54,5%, $Na_2O + K_2O$ = 14,5—15,5% при изменении содержания Al_2O_3 от 20—21 (Хибинский плутон) до 15—17% (Ловозерский плутон). В этом поле размещаются также фигуративные точки кенийских платофонолитов, изливавшихся на земную поверхность при образовании Восточно-Африканской рифтовой системы (Белоусов и др., 1974).

Для магматических серий сиенитоидных пород, становление которых происходило в консолидированных складчатых областях, установлена большая изменчивость химизма. Становление интрузивных массивов, сложенных этими сериями, происходило в условиях активного взаимодействия с вмещающей гранитно-метаморфической средой, вследствие чего эндоконтактовые зоны массивов или их ранние интрузивные фазы обогащены кремнекислотой и обеднены щелочами. При этом главным интрузивным фазам, отвечающим по составу амфиболовым фойяитам или биотитовым миаскитам, на диаграмме рис. 48 соответствует поле составов, расположенное в координатах SiO_2 = 56,4—58% и $Na_2O + K_2O$ = 12,5—14% при устойчивом содержании Al_2O_3 = 20—22%. Интрузивному расплаву подобного состава свойственна недосыщенность щелочами по отношению к глинозему, а также повышенная кремнекислотность по сравнению с составом главных интрузивных фаз Хибинского и Ловозерского массивов.

Существенно отличаются по химизму магматические серии сиенитоидных щелочных пород, формировавшиеся на древних срединных массивах, сложенных многокилометровыми толщами метаморфизованных карбонатных пород, представленных кальцитовыми и доломитсодержащими мраморами. В этих условиях возрастала общая основность серии как за счет десиликации первичного интрузивного расплава, реагировавшего с вмещающей карбонатной средой, так и вследствие образования контактово-реакционных магматических пород, отвечающих по составу ийолитам, ийолит-уртитам и полевошпатовым уртитам, обогащенным, как правило, кальцием, магнием и углекислотой по сравнению с интрузивными эгирин-геденбергитовыми фойяитами (см. табл. 30). Характерно, что серия мезо-, мелано- и лейкократовых эгирин-геденбергитовых фойяитов и ювитов располагается на диаграмме рис. 48 в области магматических горных по-

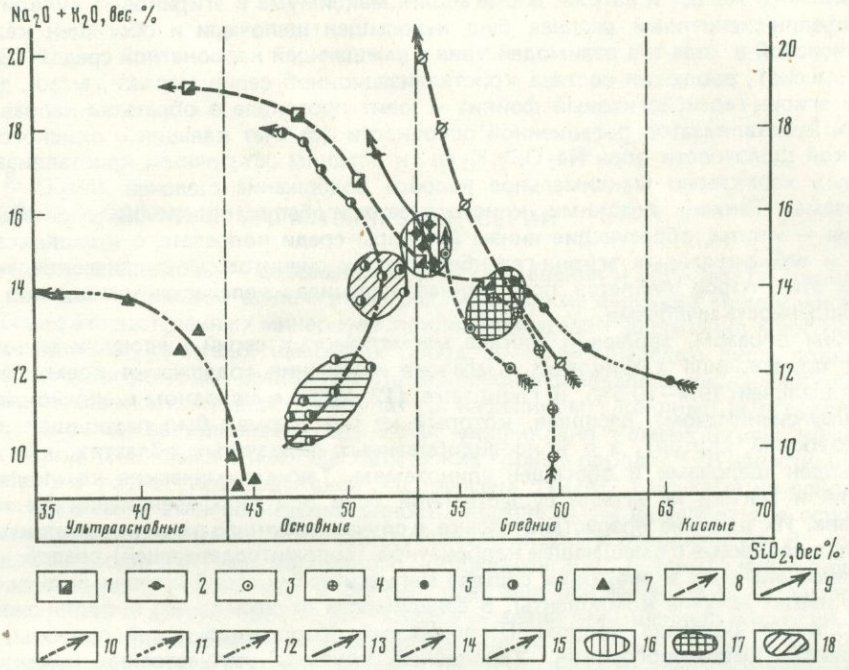


Рис. 48. Сводная петрохимическая диаграмма магматических серий щелочных сиенитоидных пород

1–7 — магматические серии: *1* — фойяитов, луяврито в, науяитов, *2* — хибинитов, фойяитов, рисчорритов, *3* — пуласкитов, гастингситовых фойяитов, эгирин-арфведсонитовых фойяитов, *4* — сиенитов, пуласкитов, амфиболовых фойяитов, *5* — сиенитов, миаскитов, *6* — меланофойяитов, лейкофойяитов, ювитов, *7* — полевошпатовых ийолитов, ийолит-уртитов, уртитов; *8–15* — направленность эволюции химизма сиенитоидных серий в различных щелочных массивах: *8* — Ловозерский, *9* — Хибинский, *10* — Коргередабинский, *11* — Дугдинский, *12* — Вишневогорский, *13* — Сыннырский, *14* — Баянкольский, *15* — Харлинский; *16–18* — поля составов нефелиновых сиенитов главных интрузивных фаз: *16* — насыщенных щелочами ($K_a > 1$), *17* — недосыщенных щелочами ($K_a < 1$), *18* — обогащенных сильными основаниями

род основного состава, левее петрохимической эволюционной линии Ловозерского массива. Изменение химизма данной серии пород идет сначала с повышением кремнекислотности и щелочности (от мелано- к мезо- и лейкофойяитам), а затем с резким нарастанием щелочности (в ювитах до 17–18,7%). При этом содержание глинозема увеличивается от 16–17 до 25–26%, благодаря чему коэффициент агпаитности ни в одной из пород серии не превышает единицы.

Контактово-реакционная серия ийолитов, ийолит-уртитов и полевошпатовых уртитов, обладающих высокой степенью десиликации (Q от – 35 до – 68,5), располагается на сводной петрохимической диаграмме (см. рис. 48) в области щелочных ультраосновных магматических пород, поскольку в них содержание SiO_2 меняется от 44–45 до 37–39%, а суммарное количество щелочей – от 8–9 до 15–16%. Эти эндоконтактовые магматические породы отличаются по химизму от интрузивных ийолитов и уртитов Хибинского массива тем, что в них повышены концентрации кальция, железа, натрия (Na_2O/K_2O = 3,8–4,5) и CO_2, в то время как интрузивные ийолиты и уртиты Хибин характеризуются относительно высокими содержаниями магния, кальция, калия (Na_2O/K_2O = 1,8–2,5), P_2O_5 и более высокой общей щелочностью.

Необходимо обратить внимание еще на одну закономерность эволюции состава кристаллизационных серий щелочных сиенитоидных пород, возникавших в камере интрузивного плутона и создававших первичнорасслоенные щелочные массивы. В том случае, если исходный нефелин-сиенитовый расплав был пересыщен щелочами и обогащен фтором и хлором (Ловозерский плутон), эволюция состава кристаллизационной серии уртит – фойяит – луяврит шла в направлении снижения валового содержания щелочей (особенно калия) и глинозема и увеличения в остаточном расплаве концентра-

ций окисного железа и натрия, достигавших максимума в эгириновых луявритах. Если же нефелин-сиенитовый расплав был недосыщен щелочами и обогащен кальцием и углекислотой в ходе его взаимодействия с вмещающей карбонатной средой (Баянкольский массив), эволюция состава кристаллизационной серии мелано-, мезо-, лейкократовый эгирин-геденбергитовый фойяит — ювит протекала в обратном направлении от ранних кристаллизатов повышенной основности (за счет кальция и окисного железа) и низкой щелочности (при $Na_2O > K_2O$), к поздним остаточным кристаллизатам, для которых характерно максимальное валовое содержание щелочей ($Na_2O \geq K_2O$) и глинозема. Такими поздними кристаллизатами были полевошпатово-нефелиновые породы — ювиты, образующие линзы и шлиры среди полосчатого комплекса меланомезо- и лейкократовых эгирин-геденбергитовых сиенитов. Специфической чертой химизма этих пород является повышенная кальциево-железистая основность и явная недосыщенность щелочами.

Таким образом, эволюция состава магматических серий щелочных сиенитоидных пород происходила в широком диапазоне изменения содержания кремнезема (45—65%), щелочей (9,4—19,5%) и глинозема (12—26%) в исходном щелочно-салическом (нефелин-сиенитовом) расплаве, который на платформах был пересыщен щелочами (Ловозерский плутон), а в консолидированных складчатых областях, как правило, недосыщен щелочами и обогащен глиноземом. Такие химические компоненты, как кальций и магний не играли существенной роли при дифференциации фонолитового расплава. Их влияние возрастало только в случае активного развития контактово-реакционных процессов с вмещающей карбонатной (доломитсодержащей) средой.

Важное значение в эволюции состава магматических серий щелочных сиенитоидных пород имели летучие компоненты. В зависимости от насыщения нефелин-сиенитового интрузивного расплава фтором (Ловозерский, Коргередабинский плутоны) или углекислотой (Вишневогорский, Харлинский плутоны) существенно изменялся как ход процессов дифференциации, так и состав возникавших при этом серий магматических пород.

Глава 3

КАЛИЕВЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ

Калиевые щелочные породы — довольно редкие образования и уступают по масштабам развития калиево-натриевым щелочным породам. Широкие вариации минерального состава, особенно второстепенных минералов, явились причиной выделения многочисленных разновидностей калиевых щелочных пород, имеющих нередко лишь локальное значение. Так, флогопитовая разновидность оливинового мелалейцитита имеет следующие названия: седрисит, хумилит, мадупит (с нефелином), кайянит (с псевдолейцитом). В этой связи выполнена определенная унификация номенклатуры калиевых щелочных пород (см. книга 1 и 2 "Магматические горные породы"). В известной сводке "The alkaline rocks" под редакцией Х.Соренсена (1974) Т. Сахама на основании отношения щелочей к степени недосыщенности кремнеземом выделяет две основные группы калиевых пород: камафугитовую (угандиты и др.) и орендитовую. В последнюю попадают породы как ультраосновного (волжидиты и др.), так и щелочно-базальтоидного состава, к которым еще в 30–40 годы был применен термин "лампроит" (Wade, Prider, 1940 и др.). В 1982 г. эти породы вызвали повышенный интерес в связи с находкой в них промышленных алмазов (Jaques et al., 1982; Nixon et al., 1982). Сейчас известно уже более 100 тел лампроитов и кимберлитоидов, интрудирующих изверженные, метаморфические и осадочные породы докембрийско-мезозойского возраста в структурах, обрамляющих стабильный блок Кимберли в Западной Австралии. Лейцитовые лампроиты развиты преимущественно во впадине Фицрой, образуя небольшие вулканические штоки, жилы, дайки, силлы и, возможно, потоки. Наиболее крупное тело имеет 3 км в диаметре и зональное строение с внешней зоной брекчий. Среди лампроитов был выделен ряд разновидностей: фицроит (флогопитовый лейцитит), седрисит (флогопит-оливиновый лейцитит с диопсидом), мамилит (амфиболовый лейцитит), волжидит (флогопитовый лейцитит с диопсидом и амфиболом), вайомингит (флогопит-оливин-полевошпатовый лейцитит). Эта серия будет подробнее рассмотрена в одном из последующих разделов. Предварительно отметим, что в последние годы лампроиты обнаружены в Западной Гренландии (Stecher, Thy, 1982), в Испании (Nixon et al., 1982) и в других регионах мира. В числе характерных признаков этих пород указывается порфировидная структура с фенокристаллами флогопита, оливина и (или) лейцита; в основной массе обычно диагностируются лейцит, титан-флогопит, диопсид, рихтерит, апатит, барит, прайдерит. В химическом составе лейцитовых лампроитов отмечаются широкие вариации кремния (SiO_2 45–60%), магния (MgO 3–15%), высокие содержания калия (K_2O до 12%), титана (TiO_2 3–8%), редких элементов (Zr > 750 ppm, Nb > 75 ppm, La > 200 ppm и т.д.). Местами в лампроитах встречаются мантийные ксенолиты шпинелевых лерцолитов.

Калиевые щелочные породы образуют большое число магматических серий, но можно выделить три главные группы: калиевых ультраосновных, калиевых основных и калиевых средних пород. В отличие от калиево-натриевых щелочных пород они характеризуются значительным преобладанием калия над натрием в составе пород, где определяющую роль играют лейцит, кальсилит и слюды (табл. 40).

Калиевые щелочные серии занимают общую геологическую позицию в структурах континентов: их размещение находится в прямой зависимости от распространения структур тектоно-магматической активизации (зон глубинных разломов, рифтовых систем, авлакогенов и грабенов глубокого заложения). Необходимо заметить, что выделенные группы магматических серий калиевых щелочных пород иногда сопряжены в пределах единых структур активизации и пространственно сближены. Поэтому возможно не только их совместное нахождение, но и генетические связи, определяемые близкими уровнями генерации исходных магм. Т. Сахама (The alkaline rocks, 1974)

Таблица 40. Состав калиевых щелочных магматических серий

Группы серий	Магматические серии
Калиевых щелочных ультраосновных пород	Лейцитовый пикрит (угандит), мелалейцитит, оливиновый мелакальсилитит (мафурит), кальсилит-лейцитовый мелилитит (катунгит), оливин-лейцитовый меланефелинит (анкаратрит), карбонатит, флогопитовый перидотит и пироксенит, слюдит
	Флогопитовый мелалейцитит (волжидит), флогопитовый лейцитит (фицроит), флогопит-оливиновый лейцитит (седрисит), амфиболовый лейцитит (мамилит), флогопит-оливин—полевошпатовый лейцитит (вайомингит)
	Калиевый щелочной пикрит, лейцитовый меланефелинит, миссурит, фергусит
	Кимберлит и кимберлитовые породы
Калиевых щелочных основных пород	Калиевый щелочной пикрит, лейцитовый тефрит, лейцитит, лейцитовый фонолит, щелочной трахит
	Калиевый (слюдяной, ортоклазовый, псевдолейцитовый) перидотит и пироксенит, шонкинит, псевдолейцитовый и нефелиновый сиенит, щелочной сиенит
Калиевых щелочных средних пород	Италит, лейцитовый фонолит, щелочной трахит
	Псевдолейцитовый сиенит, биотит-кальсилитовый сиенит, сыннырит, пуласкит

считает, что вследствие нестабильности в глубинных условиях лейцита калиевые фельдшпатоидные породы представлены лишь вулканическими и субвулканическими образованиями, а среди плутонических ультракалиевые породы неизвестны. Наличие сынныритов и подобных им пород (см. ниже) опровергает это представление.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Калиевые щелочные ультраосновные породы, довольно редкие по распространению, характеризуются разнообразием состава и условий образования. Их положение в общей систематике изверженных горных пород показано в табл. 41. Среди калиевых щелочных ультраосновных пород выделяются следующие характерные серии: лейцитовый пикрит (угандит), оливиновый мелакальсилитит (мафурит), кальсилит-лейцитовый мелилитит (катунгит) с флогопитовыми перидотитами и пироксенитами; флогопитовый мелалейцитит (волжидит), оливин-биотитовый лейцитит (седрисит), амфиболовый лейцитит (мамилит); калиевый щелочной пикрит, лейцитовый меланефелинит, миссурит, фергусит, образующие дайки или мелкие субвулканические тела; кимберлит и кимберлитоподобные породы повышенной калиевой щелочности (Франсессон, 1968). В разделе дается характеристика первых двух серий.

ЛЕЙЦИТОВЫЙ ПИКРИТ (УГАНДИТ), ОЛИВИНОВЫЙ МЕЛАКАЛЬСИЛИТИТ (МАФУРИТ), КАЛЬСИЛИТ-ЛЕЙЦИТОВЫЙ МЕЛИЛИТИТ (КАТУНГИТ), КАРБОНАТИТ

Вулканогенная серия калиевых щелочных ультраосновных пород (камафугитов, по А. Холмсу, Holmes, 1950), включающая угандиты, мафуриты, катунгиты, мадупиты, образует лавовые потоки и пирокластические образования, несущие обломки — ксенолиты родственных им по составу биотитовых перидотитов, пироксенитов и глиммеритов, а также отдельные ксенокристаллы флогопита, реже диопсид-авгита. С породами этой серии связаны мелилититы, мелалейцититы, лейцитовые и кальсилитовые анкаратриты, а также эффузивные карбонатиты. Серия в полном составе известна лишь в одной провинции — в зоне западной (Танганьикской) ветви Восточно-Африканской рифтовой системы. Здесь с плиоцена и до настоящего времени идет образование сравнительно небольших по площади вулканических полей с лавами и туфогенным материалом, слагающими центральные вулканы и лавовые потоки трещинных излияний: поля Вирунга, Буньяругуру, Катве-Какиронго, Форт-Портал и др. Помимо калиевых бесполевошпатовых ультраосновных пород, здесь развиты калиевые базальтоиды, а также трахибазальты и трахиты, несколько оторванные по времени образования от бесполевошпатовых пород. В Буньяругуру и Катве имеют исключительное распростра-

Таблица 41. Положение калиевых щелочных ультраосновных пород в общей систематике

Семейства	Виды	Разновидности
Щелочные пикриты	Флогопит-пироксеновый пикрит	
	Мелилит-пироксеновый пикрит	Лейцитовый мелилит-пироксеновый
	Фельдшпатоидный пикрит	Угандит, анкаратрит
	Беспироксеновый пикрит	Флогопитовый
	Кимберлит	Слюдяный
Мелилититы	Оливиновый мелилитит	Венанцит (кальсилит-лейцитовый)
	Мелилитит	Копаелит (флогопит-лейцитовый)
	Беспироксеновый оливиновый мелилитит	Катунгит (кальсилит-лейцитовый)
Ультраосновные фойдиты	Оливиновый меланефелинит с кальсилитом	Онкилонит (лейцитовый), лимбургит
	Меланефелинит	Лейцитовый меланефелинит
	Нефелинит с кальсилитом	Этиндит (лейцитовый нефелинит)
	Оливиновый мелаанальцимит с кальсилитом	Лейцитовый мелаанальцимит
	Оливиновый мелалейцитит	Кальсилитовый оливиновый мелалейцитит, флогопитовый оливиновый мелалейцитит (седрисит, хумилит, мадупит, кайанит)
	Мелалейцитит	Кальсилитовый мелалейцитит, Нефелиновый мелалейцитит, полевошпатовый мелалейцитит Флогопитовый мелалейцитит (волжидит, фицроит, вайомингит), амфиболовый мелалейцитит (мамилит)
	Оливиновый мелакальсилитит-мафурит	Лейцитовый мафурит, мелилитовый мафурит
Ультраосновные фойдолиты	Миссурит	

нение калиевые ультраосновные вулканиты, как и эффузивные карбонатиты в районе Форт-Портала.

Вторая провинция распространения описываемой калиевой ультраосновной серии — Умбрия в Италии. Здесь расположены три плейстоценовых вулкана: Сан-Венанцо, Пиан-ди-Селле и Копаелло, сложенные лавами, пирокластическим материалом венанцитов и копаелитов.

Лейцитовые анкаратриты встречены также в Восточной Гренландии в связи с третичной активизацией этой части Канадского щита (Brocks et al., 1978).

На территории СССР рассматриваемая серия в полном составе не установлена. Описывались лишь небольшие выходы калиевых ультраосновных пород в отдельных регионах. На Дальнем Востоке, вблизи г. Лесозаводска, Г.М. Гапеевой (1960) обнаружены тела эруптивных брекчий в зонах разломов, активизированных в плиоцене в пределах самых северных выходов архея — края Китайской платформы. Обломки брекчий представлены вмещающими архейскими гнейсами, а цементирующая масса — калиевыми пикритами и анкаратритами, содержащими довольно свежий лейцит. На Камчатке обнаружено широкое распространение ультрамафических лав — аналогов меймечитов и перидотитов, они не получили еще специального названия. В восточной части Камчатки известен вулкан (поздний мел—палеоген), который сложен лавами, туфами и

вулканическими брекчиями. Лавы стекловатые, по составу аналогичны перидотитам, содержат вкрапленники магнезиального оливина и диопсид-авгита, микровкрапленники хромшпинелида и рудного минерала. Лавы и вулканические брекчии заметно обогащены калием и фосфором, высокомагнезиальны ($f_{общ} = 0{,}24$).

В Грузии, в бассейне р. Сулори, среди щелочных базальтов обнаружен лавовый покров эффузивных аналогов калиевых пироксенитов, названных Г.С. Дзоценидзе и Г.Ш. Надарейшвили (1976) сулоритами. Обломки этих пород имеются также в лавах и вулканических жерловых брекчиях калиевых щелочных базальтов. В сулоритах до 1,7 K_2O и 0,5 TiO_2. Ниже приводится их краткая петрографическая и петрологогеохимическая характеристика.

Калиевые ультраосновные вулканиты западной ветви рифтов Восточной Африки разделяются по составу фельдшпатоидов: в катунгитах и мафуритах присутствуют кальсилит и калийсодержащий нефелин, а в угандитах и мадупитах — лейцит. Это порфировые породы с многочисленными вкрапленниками в основной массе вулканического стекла или же достаточно раскристаллизованной — микролитовой.

Угандиты — лейцитовые пикриты — имеют характерный парагенезис вкрапленников: оливин+диопсид = авгит + флогопит. В основной стекловатой массе присутствуют микролиты лейцита, оливина, диопсида, иногда нефелина.

Мелалейцититы близки по составу угандитам; в их составе основную роль играют лейцит и диопсид, присутствует нефелин с высоким содержанием кальсилитовой составляющей и кальсилит. Вместе с мелалейцититами отмечаются часто меланефелиниты, в которых нефелин также отличается высоким содержанием калия, а в основной стекловатой массе присутствует нормативный лейцит (Белоусов и др., 1974).

Катунгиты (кальсилит-лейцитовые мелилититы) отличаются высоким содержанием вкрапленников мелилита и оливина, кроме них присутствует кальсилит и лейцит. Основная масса стекловатая или тонкокристаллическая. Встречаются безоливиновые разности пород, называемые протокатунгитами.

Калиевые мелилититы — мелилит-пироксеновые породы с подчиненным значением лейцита. Копаелиты близки по составу мелилититам, но кроме мелилита и монтичеллита в них присутствует кальсилит.

Венанциты близки катунгиту, они сложены оливином и мелилитом, лейцитом и кальсилитом, иногда довольно много флогопита.

Мафуриты (оливиновые мелакальсилититы) в качестве вкрапленников имеют диопсид-авгит и оливин-форстерит, а в основной раскристаллизованной массе кроме них постоянно присутствует кальсилит. Для катунгитов, мафуритов и угандитов характерна общая группа акцессорных минералов: перовскит, апатит и магнетит.

Калиевые анкаратриты тесно связаны с серией катунгитов и других перечисленных пород. А.Холмс (Holmes, 1952) описал разрезы вулканов Набугандо и Мбуга (Уганда), где в составе лав и пирокластов, кроме катунгитов и мелалейцититов, значительную роль играют кальсилитовые и лейцитовые анкаратриты. Они сложены вкрапленниками авгита и флогопита, более редкого оливина, а в основной стекловатой массе присутствует авгит, флогопит, лейцит, кальсилит, перовскит, апатит, анальцим, цеолиты и кальцит. Иногда в анкаратритах имеется немного основного плагиоклаза. Состав лейцитовых анкаратритов района г. Лесозаводска включает пироксен (50—80%), оливин (0—15%), лейцит (7—13%), магнетит (3—5%), плагиоклаз (0—0,5%), стекло (6—50%) (Гапеева, 1960). По минеральному и химическому составам лейцитовый анкаратрит Лесозаводска близок анкаратритам Рувензори. Следует заметить, что в отличие от угандитов и других лейцитовых ультрабазитов лейцитовые анкаратриты содержат относительно больше глинозема и натрия, они более железисты.

Карбонатиты этой серии наиболее широко проявлены в районе Форт-Портала (Белоусов и др., 1974). Это силикатно-карбонатные порфировые породы с вкрапленниками кальцита и флогопита. Последний может быть и в виде ксенокристаллов. Реже присутствуют вкрапленники эгирин-авгита, оливина и апатита. Основная масса тонкозернистая, в ней, кроме кальцита, устанавливается клинопироксен, оливин, нефелин, перовскит, магнетит, ильменит, гематит и апатит. Пустоты выполнены цеолитами. Пересчет химических анализов показал, что на долю кальцита приходится 25—45% массы породы, 30% ее составляют силикатные минералы, около 15% рудные минералы и 6—10% — апатит.

Флогопитовые перидотиты и пироксениты — постоянные ксенолитные включения

в лавах угандитов, катунгитов и др. Это полнокристаллические крупно- и среднезернистые породы с порфировидными выделениями слюд и акцессорными минералами—апатитом, перовскитом и магнетитом. Кроме того, часто встречаются титанит (от 3 до 15,7%) и меланит – шорломит.

Слюдиты (глиммериты) – мономинеральные флогопитовые породы ксенолитных включений, которые представляются исследователям как глубинные кумуляты; состав флогопита глиммеритов идентичен составу ксенокристаллов флогопита, широко распространенных в угандитах и других ультраосновных лавах, включая карбонатиты (Белоусов и др., 1974).

Химический состав пород (Белоусов и др., 1974) данной серии по содержанию кремнезема (35–42%) типичен для ультраосновных пород, но отличается повышенным содержанием глинозема (до 8%), щелочей ($K_2O > Na_2O$), двуокиси титана, пятиокиси фосфора. Сравним средние содержания некоторых характерных компонентов (в вес.%) для перидотитов нормального ряда и калиевых гипербазитов:

	K_2O	TiO_2	P_2O_5
Перидотиты (Заварицкий, 1955)	0,1–0,3	0,1–0,4	0,03–0,15
Калиевые ультраосновные вулканиты	3,3–6,2	3,3–4,8	до 0,74
Флогопитовые пироксениты и перидотиты	2,4–4,7	4,8–8,6	до 2,80

Коэффициент общей железистости угандитов, мафуритов, катунгитов – 0,37–0,49, флогопитовых пироксенитов и перидотитов – 0,20–0,34. Все эти породы имеют заметные количества фтора (0,08–0,27), серы, иногда CO_2. Среди микропримесей характерны Ba, Sr, Cr, V, Ni, TR, Rb.

Минерагеническое значение калиевых ультраосновных вулканитов этой серии неясно. Заслуживает внимания перовскит кор выветривания, развитых на этих породах; он содержит иттриевую группу редкоземельных элементов, а его выделения в виде вкрапленников в катунгитах, мадупитах и других вулканитах иногда достигают значительных размеров. В кратерах молодых вулканов (Катве и др.) накапливаются рассолы хлоридов и карбонатов натрия и калия, которые успешно эксплуатируются.

ФЛОГОПИТОВЫЙ МЕЛАЛЕЙЦИТИТ (ВОЛЖИДИТ), ФЛОГОПИТ-ОЛИВИНОВЫЙ ЛЕЙЦИТИТ (СЕДРИСИТ), АМФИБОЛОВЫЙ ЛЕЙЦИТИТ (МАМИЛИТ)

Породы этой магматической серии характеризуются постоянным присутствием среди фельдшпатоидов лейцита, а среди темноцветных – флогопита и калиевого катафорита. Характерны акцессорные минералы, содержащие барий, цирконий и редкие земли.

Впервые эта вулкано-плутоническая серия была установлена в Западной Австралии (шт. Кимберли), в долине р. Фицрой. Близкие по составу магматические породы известны и в других местах: в Западной Африке (Бенин), в США – Лейцит Хиллс (шт. Вайоминг), на юго-востоке Испании, на о-ве Корсика, а также в виде даек на западном побережье Гренландии (Brooks et al., 1978). В СССР данная ассоциация пока не обнаружена. Многими исследователями (П. Ниггли, А. Холмсом и др.) породы этой ассоциации называются лампроитами, т.е. экструзивными лампрофирами, обогащенными K и Mg, главным образом флогопитом. Однако это не только экструзивные породы, но также лавы или же породы интрузивного облика. Т.Сахама называет эту группу пород орендитовой.

В Кимберли (Западная Австралия), в долине р. Фицрой, известно 28 небольших тел и сложных образований, включающих вулканические, субвулканические и интрузивные породы. Размеры массивов небольшие – от нескольких метров до 3 км в поперечнике. Это некки, потоки лав, силлы, трубки взрыва, штоки, дайки. Они прорывают докембрийский фундамент и чехол платформы (включая пермо-триасовый); датируются нижнемиоценовым возрастом 16–21 млн. лет (Wellman, 1973). В структурном отношении их позиция определяется положением в периферической части платформы, осложненной полукольцевой зоной разлома фундамента. Общую последовательность образования пород в вулкано-плутонических комплексах и разрозненных телах определить сложно, известно лишь, что богатые флогопитом фицроиты часто заканчивали магматический цикл.

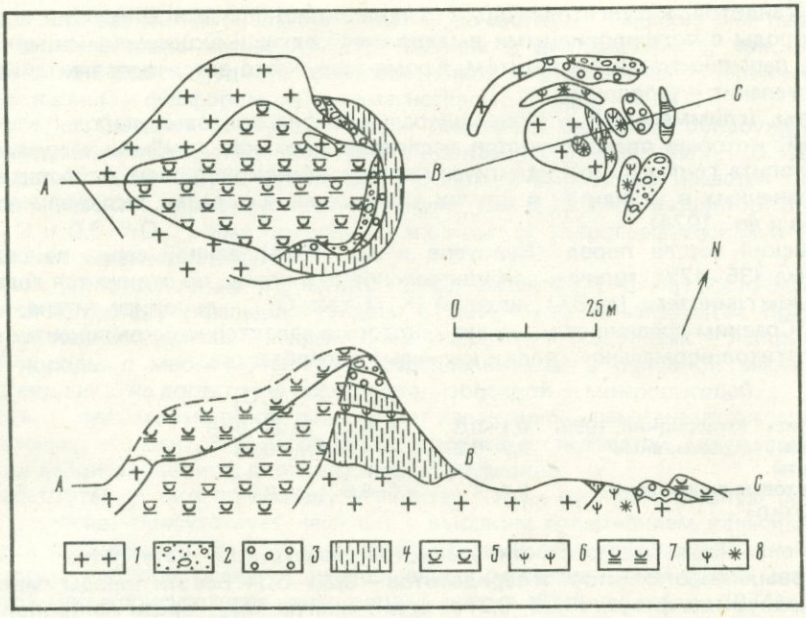


Рис. 49. Схема строения субвулканического комплекса Восточный Холм Прери, Кимберли, Австралия (Derrick, Gellatly, 1972). План выходов и профиль без четвертичных отложений

1 — граниты докембрия, *2–4* — отложения девона: *2* — аркозовые песчаники, *3* — конгломераты, *4* — песчаники; *5–8* — нижнемиоценовые субвулканические породы: *5* — седриситы и волжидиты среднезернистые, *6* — седриситы стекловатые, *7* — седриситы и мамилиты среднезернистые, *8* — седриситы крупнозернистые с линзами флогопита

В качестве примера строения вулкано-плутонических комплексов Кимберли можно привести массив Восточный Холм Прери (Derrick, Gellatly, 1972) (рис. 49), где имеется выход наклонного штока мамилит-седрисит-волжидитов с пластовыми апофизами витрофировых седриситов. Шток окружает полукольцевая дайка среднезернистых седриситов. Другое строение имеет массив "81 миля" — изометричная в плане вертикальная трубка взрыва, прорванная лавами фицроитов — мамилитов. Позже в центре массива образовалось лополитообразное (?) тело крупнозернистого фицроита. Калиевые щелочные породы метаморфизуют вмещающие гнейсы и осадочные породы (ороговикование, окремнение, сеть жилок халцедона и опала).

Главные типы этой серии имеют следующие черты.

Волжидиты (флогопитовые мелалейцититы) — мелко-, средне- и крупнозернистые разности породы неравномернозернистой гипидиоморфной до пойкилитовой структуры. Сложены лейцитом (> 35%), диопсидом, флогопитом, магнофоритом (калиевым катафоритом). Постоянные акцессорные: апатит, прайдерит, вадеит, перовскит, нункамбахит (калиевый батисит). Мелкозернистая основная масса состоит из этих же минералов, стекла почти не бывает. При изменении пород развиваются серпентин, халцедон, цеолиты, кальцит.

Седриситы (флогопит-оливиновые лейцититы) — от мелко-среднезернистых до стекловидных, сложены лейцитом, диопсидом, оливином и теми же характерными акцессорными минералами, что и у волжидитов.

Мамилиты (амфиболовые лейцититы) — более лейкократовые порфировидные породы, сложенные главным образом лейцитом (> 60%) и магнофоритом (~ 20%), меньше оливина, флогопита, диопсида. Прайдерит составляет 3–4%.

Фицроиты (флогопитовые лейцититы) — лейцит-флогопитовые породы от мелкозернистых до стекловатых с крупными фенокристаллами титанистого флогопита, более редок диопсид. Прайдерит составляет иногда до 6%.

Вайомингиты (флогопит-оливин-полевошпатовые лейцититы) — порфировидные породы с фенокристами лейцита (~ 25%), флогопита (~ 15%), более редкого диопси-

да. Основная масса хлоритизирована (~45%) и содержит лейцит, флогопит, прайдерит (до 6%), в единичных зернах оливина встречается шпинель.

В целом ряде магматических тел имеются как промежуточные по составу разности пород, так и постепенные переходы между ними; вместе с тем многие массивы имеют многофазное строение.

Петрохимические черты пород этой магматической серии: высокие содержания TiO_2 (до 7,3%), повышенная по сравнению с первой серией (угандиты и др.) железистость, содержание K_2O ~ 9%. Характерно обогащение барием (BaO 1,91%). Присутствуют прайдерит, барит и нункамбахит, а также Sr, Zr (вадеит), F, S, Cr, Ti (обогащенный никелем оливин).

Кроме Западно-Австралийской провинции, породы этой серии известны в Юго-Восточной Испании (дайки, некки, вулканы) и в США — Лейцит Хиллс штат Вайоминг. Здесь развиты мадупиты, вайомингиты и хумилиты — калиевые ультраосновные породы с лейцитом, оливином, флогопитом и второстепенными минералами — диопсидом и магнофоритом. Характерные акцессорные минералы — апатит, вадеит и прайдерит, встречаются перовскит, хромовая шпинель, барит. Химически эти породы близки волжидитам и фицроитам. Отличие заключается в том, что в этих двух провинциях калиевые ультраосновные породы тесно ассоциируют с калиевыми полевошпатсодержащими породами — орендитами, канкалитами, фортунитами, т.е. с калиевыми базальтоидами. Кроме того, отмечаются переходы к породам калиево-натриевых щелочных магматических серий.

Минерагеническое значение ассоциации волжидитов, фицроитов и других пород пока не выявлено. Однако присутствие в них титан-циркониевых и бариевых минералов указывает на возможность появления в благоприятных условиях соответствующей минерализации. В Бенине (Западная Африка), как и в Австралии, известны алмазоносные дайки и трубки взрыва, сложенные фицроитами. Фицроиты здесь тесно ассоциируют с кимберлитами.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ЩЕЛОЧНЫХ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Калиевые серии щелочных основных пород распространены более широко, чем серии калиевых щелочных ультраосновных пород. Они также приурочены к зонам тектонической активизации стабильных структур континентов. Различаются три фациальных вида проявлений калиевых щелочных основных пород: вулканические, интрузивные и вулкано-плутонические комплексы. Последние образуются на небольших глубинах, для них характерна тесная сопряженность вулканических и интрузивных пород.

Наиболее типичны следующие природные вулканогенные серии:

а) оливиновый гиалонефелинит (лимбургит), калиевый пикрит, лейцитовый тефрит, лейцитит, лейцитовый фонолит, щелочной трахит;

б) базальт, трахибазальт и трахиандезит, лейцитовый тефрит, лейцитит;

в) базальт, лейцитовый тефрит, лейцитит, трахит.

По А. Фергюсону и А. Кандари (Ferguson, Cundari, 1975), при эволюции калиевых щелочных расплавов наиболее характерны образования следующих двух обобщенных серий: лейцит-оливиновый тефрит (базанит), лейцитовый фонолит, трахит; лейцит-оливиновый тефрит (базанит), лейцитит, лейцитовый фонолит.

Необходимо заметить, что в ряде регионов (Западный рифт Восточной Африки, Камерун и др.) лейцититы и калиевые базальтоиды пространственно тесно ассоциируют с нефелинитами и фонолитами (с калиево-натриевыми разностями).

Для интрузивных проявлений характерны следующие серии: 1) биотитовые и псевдолейцитовые пироксенит и перидотит, шонкинит, псевдолейцитовые и нефелиновый сиенит, щелочной сиенит; часто эта серия является трехчленной: биотитовый пироксенит, шонкинит и щелочной сиенит; 2) шонкинит, нефелиновый и щелочной сиенит, альнеит, перидотит; 3) биотитовый перидотит, биотитовое габбро, щелочной сиенит; 4) гранатовый перидотит, гранатовый щелочной сиенит (бороланит), лейкосиенит; 5) фергусит, бороланит, псевдолейцитовый сиенит, сиенит.

Характерные для данных магматических серий вулкано-плутонические комплексы представляют сочетание комагматичных вулканогенных и интрузивных ассоциаций, где калиевые вулканиты большей частью предваряют серию интрузивных тел.

Ниже приводится краткая характеристика типовых магматических серий.

КАЛИЕВЫЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПИКРИТ, КАЛИЕВЫЙ ТЕФРИТ, ЛЕЙЦИТИТ, ЛЕЙЦИТОВЫЙ ФОНОЛИТ, ТРАХИТ

Вулканогенные щелочные основные породы образуют небольшие по площади проявления, но обладают широким распространением как на территории нашей страны, так и за рубежом (см. выше).

Рассмотрим типовые поля развития этих вулканогенных серий: Даубабинское поле Южного Казахстана, Кольбашинское вулканическое поле Северной Киргизии, кирганикская вулканическая серия Центральной Камчатки, Талышское вулканическое поле Азербайджана. Каждое из вулканических полей имеет особые черты строения и состава в зависимости от геологического развития региона.

Даубабинское вулканическое поле расположено на правобережье р. Даубаба (приток р. Машат) на территории Южного Казахстана. Щелочные вулканические породы, представленные лавами, лаво-брекчиями и туфогенными отложениями, залегают на карбонатных толщах нижнего карбона и глинистых сланцах, известняках верхнего девона. Севернее вулканического поля проходит субширотная зона разломов, по которой сопряжены палеозойские и протерозойские толщи. Восточнее Даубабинского поля находятся щелочные массивы Ирису и Каинды; все эти щелочные магматические образования приурочены к единой субширотной зоне глубинного разлома докембрийского фундамента, не выходящего на поверхность, но отмеченного при геофизических съемках. Абсолютный возраст вулканитов — более 322 млн. лет (Еремеев, 1982). По мнению К.А. Абдурахманова (1965), А.Н. Нурлыбаева и А.Г. Панченко (Нурлыбаев, 1973), в пределах Даубабинского поля имеются две вулканогенных толщи, разделенные разломами на три поля (рис. 50). Нижнюю толщу (~ 500 м) слагают щелочные меланократовые лейцитовые и анальцимовые трахибазальты и их туфы; они содержат лавы, брекчии и туфы лейцитовых тефритов и маломощные горизонты лав пикритов. Выше расположены существенно лейцитовые вулканиты (лейцитовые тефриты, лейцититы). Это агломераты, брекчии, туфы, реже лавы мощностью 450 м. Верхнюю толщу слагают агломераты и туфы трахиандезитов и латитов, подстилаемые агломератами лейцитовых и биотитовых фонолитов и трахитов суммарной мощностью 400 м. Среди вулканических толщ и за их пределами имеются некки и дайки меланократовых трахибазальтов и лейцитовых тефритов, меланократовых трахитов, а также штоки шонкинит-порфиров и биотитовых сиенит-порфиров. Кроме того, в виде небольших даек развиты постмагматические апатит-магнетитовые породы-руды. Характерны линейные и площадные зоны пропилитизации вулканитов с гематитовой и медно-сульфидной минерализацией, они распространены в центральной и западной частях поля. В его юго-западной части щелочные базальтоиды подвергались интенсивной постмагматической цеолитизации.

Кольбашинское вулканическое поле расположено в приосевой части Киргизского хребта, на стыке двух разновозрастных фациальных (каледонских и герцинских) структур. Девонская вулканогенная толща мощностью 700—800 м имеет нечеткую стратификацию; в ней выделены три пачки: нижняя, сложенная базальтами, эпилейцитовыми тефритами, эпилейцититами и эпилейцитовыми фонолитами; средняя — трахитами и эпилейцитовыми фонолитами; верхняя — лавобрекчиями и туфами эпилейцитовых фонолитов. Вулканиты секутся экструзиями и жерлами, сложенными также эпилейцитовыми вулканитами. Вблизи вулканического поля находится интрузивный массив шонкинитов Токайлуашу.

Кирганикские вулканические проявления (Центральная Камчатка) расположены на восточном склоне Срединного хребта в зоне субмеридионального простирания, которая представляет собой горст-антиклинальное поднятие с выходом на поверхность метаморфических пород фундамента; с востока она ограничена глубинным Камчатским разломом. Время образования — верхний мел—палеоген (60—30 млн. лет). По структурному положению кирганикские щелочные вулканиты сопряжены с одновременными им интрузивными пироксенит-габбро-сиенитовыми массивами. Формирование вулканитов связано с извержениями линейного и центрального типа.

Вулканическая серия характеризуется чередованием потоков лав и пирокластических отложений. Г.Б. Флеров и А.В. Колосков (1976) выделяют здесь три толщи: в нижней развиты базальты, щелочные базальтоиды, трахибазальты и их туфы, а в верхней части этой толщи среди базальтов — тефриты и лейцититы; средняя толща — осадочная

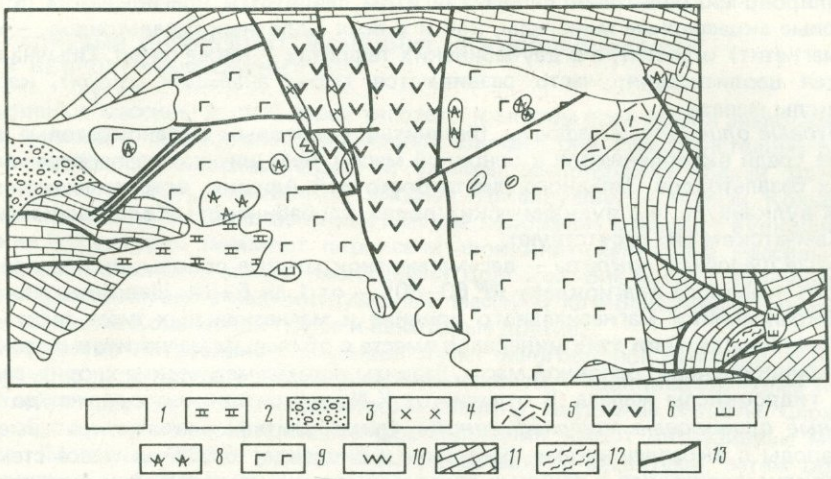


Рис. 50. Схема строения Даубабинского вулканического поля (по А.Н. Нурлыбаеву, 1973)

1 — четвертичные отложения; *2* — глины и известняки верхнего мела; *3* — песчаники, сланцы и конгломераты юры; *4—12* — палеозойские образования: *4* — субвулканические сиенит-порфиры, *5* — субвулканические меланократовые щелочные трахиты, *6* — трахиандезиты, латиты, лейцитовые и биотитовые трахиты и их туфолавы, агломераты, *7* — шонкинит-порфиры, *8* — лейцитовые тефриты, *9* — пирокласты лейцитовых тефритов, лейцитовых фонолитов, лейцититов, щелочных трахитов, лавы и пирокласты щелочных трахибазальтов, *10* — дайки щелочных трахибазальтов, *11* — известняки, доломиты, мергели нижнего карбона, *12* — известняки и глинистые сланцы верхнего девона, *13* — разломы

с вулканомиктовыми песчаниками; верхняя толща сложена лавами, агломератами, туфами абсарокитов и лейцититов. В лавобрекчиях встречены обломки биотитовых пироксенитов. Породы вулканической серии прорваны дайками, штоками и силлами шонкинитов, эпилейцитовых шонкинитов и ортоклаз-биотитовых пироксенитов. Местами вулканические толщи претерпели интенсивную метасоматическую переработку с образованием средне- и крупнозернистых метасоматитов (биотит-пироксен-ортоклазовых, карбонат-альбит-ортоклазовых и мономинеральных ортоклазовых).

Щелочные калиевые вулканиты широко развиты и в пределах Талышской складчатой зоны Малого Кавказа (Азербайджан). Здесь в эоцене широко проявились блоково-ступенчатые подвижки фундамента, сопровождавшиеся извержениями трещинного и центрального типа (Азизбеков и др., 1979). В нижнем эоцене образовались толщи туфов лейцитовых фонолитов с лавами лейцитсодержащих трахиандезитов и трахибазальтов; выше расположены лавы и пирокласты пикрит-трахибазальтов и лейцит-оливиновых тефритов. В среднем эоцене сформировалась осадочно-туфогенная толща, увенчанная лавами биотитовых трахиандезитов, трахибазальтов и лейцититов. В позднем эоцене флишоидная осадочно-туфогенная толща перемежается с лавами трахибазальтов, трахиандезитов и лейцитовых мелафонолитов. Нижняя и верхняя толщи сопровождаются дайками и некками пород, близких или аналогичных по составу вулканитам (трахибазальты, трахидолериты, лейцитовые оливиновые тефриты), имеются также вогезиты и лейцитовые порфиры.

Ниже приводится их краткая петрографическая и петролого-геохимическая характеристика.

Наиболее характерные породы вулканической серии калиевого ряда — лейцитовые тефриты и лейцитовые оливиновые тефриты (базаниты). С ними обычно ассоциируют щелочные пикриты и лейцититы, лейцитовые фонолиты, трахиты, а также безлейцитовые (биотитовые, ортоклаз-биотитовые) щелочные трахибазальты, трахиандезиты, трахиты. Ниже приводится их характеристика, включающая также породы, входящие в состав вулкано-плутонических комплексов.

Лейцитовые тефриты — резкопорфировые, реже афировые вулканические породы с вкрапленниками диопсид-авгита, биотита и плагиоклаза (№ 50—60), а также лейцита и единичных вкрапленников оливина. Основная масса (интерсертальная, микролито-

вая, оцелляpово-микролитовая) сложена авгитом, лейцитом и плагиоклазом (№ 50–60). Характерные акцессорные минералы, как и у всех щелочных базальтоидов, — магнетит (титаномагнетит) и апатит, а в даубабинских тефритах — также пирит. Обычна постмагматическая цеолитизация; часто развиваются также анальцим, хлорит, карбонаты, гидроокислы железа.

Лейцитовые оливиновые тефриты (базаниты) — довольно меланократовые породы с оливином среди вкрапленников и основной массы. Они широко распространены среди калиевых базальтоидов Западного рифта Восточной Африки, встречены в толщах Талышских вулканитов, а в вулканических полях Даубабинском, Кольбашинском, Центрально-Камчатском они отсутствуют.

Калиевые щелочные пикриты — весьма меланократовые породы, иногда присутствует немного основного плагиоклаза (№ 60–80) — от 1 до 5–8%. Щелочные пикриты содержат вкрапленники магнезиального оливина и магнезиальных титан-авгита, авгита, а также микровыделения этих минералов вместе с обильным магнетитом в стекловатой (девитрифицированной) основной массе. Развиты постмагматические хлорит, серпентин, кальцит, гидроокислы железа. В отличие от K-Na пикритов они содержат до 3% K_2O.

Калиевые оливиновые гиалонефелиниты (лимбургиты) — меланократовые порфировые породы с вкрапленниками фостерита и диопсида; основная масса стекловатая или тонкокристаллическая с редкими микровкрапленниками тех же минералов. Содержание K_2O в лимбургите Якокутского комплекса — 2,8%.

Лейцититы в охарактеризованных выше вулканических полях слагают небольшие лавовые потоки, а также отложения туфобрекчий. Для них, кроме вкрапленников оливина и авгита, характерны обильные мелкие вкрапленники лейцита, который преобладает также в основной массе, обусловливая оцелляровую микроструктуру. Часто вместо авгита развивается эгирин-авгит до эгирина (Центральная Камчатка и др.).

Лейцитовые трахибазальты наряду с вкрапленниками диопсид-авгита, биотита, плагиоклаза и калишпата содержат лейцит. Последний присутствует также в основной массе, где микролитовый войлок плагиоклаза и санидина обволакивает округлые выделения лейцита. Имеются разности трахибазальтов, почти не содержащие лейцита, но обогащенные биотитом и ортоклазом. Лейцитовые трахибазальты, в основной массе которых мало плагиоклаза и преобладает санидин, часто называют абсорокитами.

Лейцитовые фонолиты (витербиты) — породы с трахитоидной или пилотакситовой микроструктурой и вкрапленниками лейцита, санидина, плагиоклаза, титан-авгита, иногда оливина.

Лейцитовые трахиандезиты состоят из гиалотакситовой или микролитовой основной массы, в которой, кроме санидина и плагиоклаза, обнаруживается лейцит, и вкрапленников андезина, калишпата, эгирин-авгита, биотита.

Щелочные трахиты — породы с трахитовой, иногда стекловатой основной массой и вкрапленниками салит-авгита, флогопита, санидина или ортоклаза и кислого плагиоклаза; наблюдаются микровключения циркона, апатита, магнетита. Имеются лейцитовые разновидности трахитов с небольшим количеством микровкрапленников лейцита. Среди щелочных трахитов распространены как меланократовые разности с оливином, так и лейкократовые разности.

Петрохимические особенности перечисленных выше пород заключаются в их базальтовой специфике химизма (SiO_2 44–54%, TiO_2 0,4–1,6, Al_2O_3 13–17%, $f_{общ} > 0{,}50$) и значительном содержани щелочей (Na_2O 0,5–4, K_2O — 3–7%) при $K_2O \geqslant Na_2O$, P_2O_5 0,3–1%. В составе летучих иногда обнаруживаются значительные количества F (до 0,47%) и присутствие Cl, S. Среди микроэлементов заметную роль играют Rb, иногда Cs, а также Cr, V, Zr, Sr и Ba. Содержание ΣTR ~400 г/т со значительным преобладанием ΣTR_{Ce} (Белоусов и др., 1974).

Металлогеническое значение вулканической серии калиевых щелочных основных пород определяется приуроченностью к ним медных месторождений (Сухое Озеро на Камчатке, медная минерализация пропилитизированных пород Даубабы) и апатит-магнетитовой минерализации. По предложению казахских геологов щелочные базальтоиды и их туфы могут быть использованы как активные минеральные добавки к цементу и как сырье для производства минеральной ваты.

О. Стреппа (Strepra, 1974) предлагает разработать методику извлечения лейцита из богатых им вулканитов — комплексного сырья на глинозем и калий. Попытки производства таких калийных концентратов являются успешными.

КАЛИЕВЫЙ ПИРОКСЕНИТ, ШОНКИНИТ, ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫЙ И НЕФЕЛИНОВЫЙ СИЕНИТ

Интрузивные массивы данной серии тяготеют к местам проявления аналогичного вулканизма и лишь в редких слабо изученных случаях они пространственно обособлены. Так, многофазные массивы Ирису и Каинды расположены вблизи Даубабинского вулканического поля, шонкиниты массива Токайлуашу — вблизи Кольбашинского вулканического поля. Сходное геологическое положение в общих с вулканитами тектонических структурах занимают пироксенит-шонкинит-сиенитовые массивы Камчатки, интрузивные массивы Талыша, шонкиниты Донбасса. Вне связи с вулканитами расположены калиевые щелочные интрузивные массивы Юго-Восточного Памира, Эдегчинские массивы на Колымской глыбе и некоторые другие.

Большинство интрузивных массивов имеет многофазное строение, ранними образованиями в них являются калиевые пироксениты и шонкиниты, более поздними — псевдолейцитовые сиениты, нефелиновые сиениты, щелочные сиениты. Сложное строение и обратную последовательность формирования имеют интрузивные массивы гор Хайвуд (Монтана, США): ранняя фаза представлена сиенитами, затем образовались шонкиниты и нефелиновые, псевдолейцитовые сиениты, а в заключительную стадию — альноиты и монтичеллитовые перидотиты. Отметим также, что интрузии Красномайского комплекса (Северный Казахстан), сложенные биотитовыми пироксенитами, шонкинитами и сиенитами, ассоциируют с проявлениями карбонатитов (Нурлыбаев, 1973).

Рассмотрим строение и состав некоторых массивов данной магматической серии на примере интрузивов Южно-Казахстанской и Восточно-Памирской провинций, отличающихся друг от друга особенностями строения и состава слагающих пород.

Южно-Казахстанская провинция расположена в северо-западных отрогах Таласского Алатау. Здесь в пределах единой субширотной зоны расположено Даубабинское вулканическое поле и интрузивные массивы Ирису, Каинды, Талдыбулак и др.

Массив Ирису представляет собой вытянутое в широтном направлении крутопадающее на глубину тело площадью около 25 км^2, осложненное серией субмеридиональных разломов с относительным перемещением отдельных блоков (рис. 51). Западная часть массива (примерно 2/3 площади) закрыта плиоцен-четвертичными осадочными отложениями. Массив имеет сложное строение, в его составе принимают участие пироксениты, шонкиниты, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, а также монцониты и сиениты. Калиевые пироксениты, представленные анхимономинеральными, биотитовыми и псевдолейцит-биотитовыми разновидностями, слагают удлиненное в широтном направлении тело у северного края массива, несколько мелких ксенолитовых тел среди шонкинитов, фельдшпатоидных сиенитов, монцонитов и сиенитов, а также небольшой самостоятельный шток в известняках. Судя по резорбированным краям пироксенитовых тел в контактах с шонкинитами и сиенитами, можно уверенно говорить о наиболее раннем их образовании.

Шонкиниты, псевдолейцитовые и нефелинсодержащие сиениты находятся друг с другом в сложных взаимоотношениях (инъекции, постепенные переходы, перемежаемость, брекчиевидные зоны и т. д.). Однако можно предполагать, что шонкиниты — более ранние образования, так как под действием нефелинсодержащих сиенитов они местами подвергаются перекристаллизации. Более поздние образования — сиениты и монцониты — инъецируют шонкиниты и пироксениты, а также содержат их оторженные блоки. Сиениты сопровождаются сиенит-пегматитами и аплитами.

Массив оказывает заметное воздействие на вмещающую толщу известняков — происходит мраморизация в зоне мощностью до 300—400 м, развиваются пироксеновые, гранатовые, эпидотовые скарны с магнетитом и сульфидами меди, заметные скопления последних образуют рудные залежи. Постмагматические преобразования пород массива заключаются в развитии альбититов и альбит-эпидотовых метасоматитов, приуроченных к зонам трещиноватости вдоль субмеридиональных и субширотных разломов. Возраст массива по биотиту из пироксенитов и шонкинитов составляет 316—318 млн. лет (данные Е.Д. Андреевой).

Массив Каинды небольших размеров (~1,2 км^2) расположен восточнее Ирису. Его строение контролируется меридиональной зоной нарушений. Взаимоотношения пород здесь более отчетливые, чем в массиве Ирису: ясно выступает интрузивная фаза биоти-

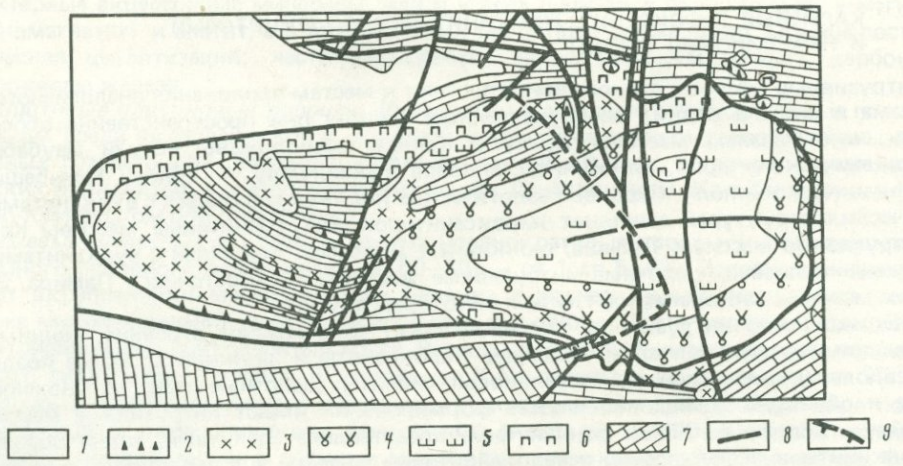


Рис. 51. Схема геологического строения массива Ирису, Южный Казахстан. Составлена на основании карты А.Н. Нурлыбаева и А.Г. Панченко (1973) с дополнениями для западной части массива по материалам А.А. Куденко и др. (1968), а для восточной — по материалам Е.В. Свешниковой, Н.В. Еремеева и Е.Д. Андреевой

1 — четвертичные отложения, *2* — скарны, *3* — сиениты и монцониты, *4* — псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты, *5* — шонкиниты, *6* — пироксениты, *7* — известняки карбона, *8* — разломы, *9* — граница обнаженной восточной части массива

товых пироксенитов, среди которых встречаются участки мономинеральных пироксенитов; затем образовались трещинные тела шонкинитов, вслед за ними псевдолейцитовых и нефелинсодержащих сиенитов. Самостоятельное развитие имеют штоки монцонитов. Массив Каинды известен развитием в нем даек фергуситов — существенно лейцитовых пород (Николаев, 1935). Они распространены как среди пироксенитов, так и псевдолейцитовых сиенитов. Время образования, по данным Н.В. Еремеева (1982), 320—302 млн. лет. Сходная цифра по биотиту пироксенитов (340 ± 10 млн. лет) опубликована Э.А. Багдасаровым, М.П. Орловой, В.Н. Козыревым (1974).

Восточно-Памирская провинция щелочно-габброидных пород расположена в пределах складчатой области, закончившей свое развитие в раннем мелу (Дмитриев, 1976). В неогене (26—14 млн. лет) здесь произошла активизация субширотных и северо-западных разломов фундамента, образовались два дайковых пояса (длиной более 30 км) и цепочка мелких массивов, протягивающаяся в северо-западном направлении на 15—20 км. В пределах последней находится и более крупный Верхнедунькельдыкский массив.

Дайки южного пояса (мощностью 1,5—3—30 м) сложены псевдолейцитовыми тингуаитами и пироксен-санидиновыми сиенит-порфирами, а также фергусит-порфирами. Дайки северного пояса (мощностью 1—8 м) сложены щелочными сиенит-порфирами и лампрофирами (минеттами). В цепочке мелких массивов преобладают некки и трубки взрыва, в которых имеются псевдолейцитовые фонолиты, фергусит-порфиры, пироксен-санидиновые сиенит-порфиры; в трубках взрыва — обломки разнообразных метаморфических и магматических пород, в том числе эклогитов и пироксенитов, сцементированных фергусит-порфиром. Замечена следующая последовательность формирования экструзивных пород: пироксен-санидиновые сиенит-порфиры прорваны фергусит-порфирами, которые, в свою очередь, рассечены поздними псевдолейцитовыми сиенит-порфирами, и завершают магматическую деятельность пористые брекчии еще одной порции фергусит-порфиров.

Верхнедунькельдыкский многофазный массив (2,5 × 1 км^2) имеет субвертикальные контакты с апофизами во вмещающие осадочные толщи перми и триаса. Выделяется три этапа внедрения: 1) псевдолейцитовые породы (псевдолейцитовые сиениты, бороланиты, фергуситы и др.), развитые в центральной части массива; 2) щелочные сиениты и сиенит-порфиры, слагающие периферию массива; 3) дайки и мелкие эксплозивные и брекчиевые тела граносиенит-порфиров и трахириолит-порфиров. С массивом связана гидротермальная минерализация (флюорит, барит, полиметаллы, редкоземельные элементы).

Краткая характеристика главных типов интрузивных пород данной серии включает следующие породы вулкано-плутонических комплексов.

Калиевые пироксениты содержат биотитовые, биотит-псевдолейцитовые и ортоклазовые разности, изредка среди них встречаются анхимономинеральные пироксениты порфировидного строения, сложенные диопсид-авгитом с примесью магнетита и апатита. Биотитовые пироксениты — мелко-, средне- и крупнозернистые зелено-черные породы, сложенные авгитом или салитом (75—85%), железистым флогопитом (10—25%), магнетитом (до 10%), апатитом (до 5%). Иногда появляется единичный оливин. Псевдолейцитовые пироксениты — это биотитовые пироксениты с редкими выделениями в интерстициях псевдолейцита. В ортоклазовых разностях ортоклаз (изредка до 14%) присутствует в интерстициях, иногда разрастающихся до пойкилокристаллов.

Калиевые перидотиты — оливин (23—40%)-авгитовые (40—55%) породы с флогопитом, иногда с небольшим количеством ортоклаза (до 3%) и андезина (до 1%). Акцессорные минералы представлены апатитом (1—3%) и магнетитом (2—3%).

Шонкиниты — типичные для этой ассоциации щелочные габбро, сложенные авгитом, ортоклазом, псевдолейцитом и нефелином. Встречаются разности с оливином. Биотит в переменных количествах присутствует всегда, постоянны примеси магнетита и апатита. Шонкиниты характеризуются микропойкилитовой структурой с ойкокристаллами ортоклаза. По минеральному составу выделяются три разновидности: псевдолейцитовые (эпилейцитовые) шонкиниты, нефелинсодержащие шонкиниты и бесфельдшпатоидные шонкиниты.

Псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты в массивах Ирису, Каинды и других образуют взаимные переходы и общие интрузивные тела. Это мезо- и лейкократовые средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные породы с более идиоморфными кристаллами авгита или эгирин-авгита среди агрегата ортоклаз-пертита (или анортоклаза), псевдолейцита, нефелина, олигоклаза. Часто развивается постмагматическая ассоциация минералов гастингсита, граната. Из акцессорных минералов характерны магнетит, циркон, апатит.

Фергуситы — псевдолейцитовые порфировые породы *без полевых шпатов*. Однако в дайках и штоках Таласса и Памира фергусит содержит до 45% калишпата во вкрапленниках и основной массе. В составе этих пород главную роль играют псевдолейцит и диопсид (салит), присутствуют флогопит, меланит, в группе акцессорных минералов — апатит, флюорит, титанит, ортит и другие. По соотношению главных породообразующих минералов эту дайковую породу можно было бы назвать псевдолейцитовым сиенит-порфиром.

Щелочные сиениты — лейкократовые средне- и крупнозернистые породы, сложенные часто почти одним ортоклаз-пертитом (90%), с которым ассоциируют небольшие количества эгирин-авгита и акцессорные: циркон, апатит, флюорит, ильменит, магнетит. Обычна постмагматическая альбитизация.

Общие петрохимические черты данной серии определяются повышенной общей железистостью пород (60—71%), заметным содержанием окиси титана (0,7—1,8%) и фосфора (P_2O_5 более 1%). Характерные элементы-примеси — Sr, B, Rb, Cs, Cu, а для ранних меланократовых представителей также и Cr, Ni, Co. Металлогения массивов серии интрузивных калиевых щелочных основных пород пока еще мало исследована. Только в связи с одним из массивов известно контактово-реакционное медно-магнетитовое месторождение. Завершая описание калиевых серий щелочных основных пород, отметим еще одну их характерную особенность — широкое развитие вулкано-плутонических комплексов. Последние приурочены к зонам тектонической активизации различных геологических структур. В единых массивах совмещены вулканические и плутонические породы, причем обычно вулканиты характеризуют ранние стадии магматизма.

Наиболее широко распространены вулкано-плутонические комплексы в зоне мезозойской активизации, захватившей почти весь Алданский щит (Максимов, 1975). Здесь известны вулкано-плутонические комплексы центрального типа: Ыллымах, Джеконда, Томмот, Якокут, Мурун и др. К этому же типу образований относятся среднепалеозойский Ишимский (Есильский) массив в Казахстане, верхнеэоценовый Тежсарский массив в Армении. Вулкано-плутонический комплекс щелочных основных пород горы Сокол известен в Алтае-Саянской складчатой области. За пределами нашей страны вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных основных по-

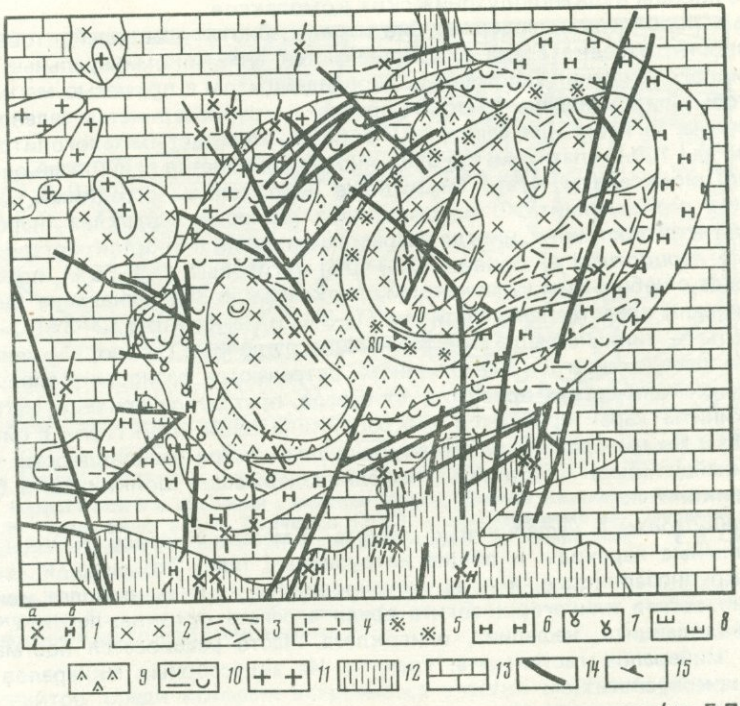


Рис. 52. Схема строения Якокутского вулкано-плутонического комплекса (по Е.П. Максимову, 1975)

1 — дайки ортофиров и сиенит-порфиров (*а*), нефелиновых псевдолейцитовых тингуаитов, сельвсбергитов (*б*); *2* — авгитовые сиениты; *3* — трахиты и их брекчии; *4* — кварцевые сиенит-порфиры; *5* — пуласкиты; *6* — нефелиновые сиениты; *7* — псевдолейцитовые сиениты; *8* — шонкиниты; *9* — эпилейцитовые порфиры и трахиты; *10* — эпилейцитовые фонолиты и эпилейцититы; *11* — гранит-порфиры; *12* — песчаники, алевролиты нижней и средней юры; *13* — доломиты нижнего кембрия; *14* — разломы; *15* — элементы залегания

род широко развиты в провинции Монтана (США). Они известны также на о-ве Целебес в массиве пика Марос.

Геологическое положение и особенности состава вулкано-плутонических комплексов иллюстрированы примерами Якокутского, Ишимского и Тежсарского комплексов.

Якокутский вулкано-плутонический комплекс — один из многочисленных мезозойских комплексов Центрально-Алданского региона Алданского щита. Он образовался в зоне сопряжения глубинных разломов на стыке двух блоков — относительно опущенного Верхне-Якокутского и расположенного западнее приподнятого Верхне-Нимгерканского. Вмещающие породы платформенного чехла, перекрывающего фундамент, — толща нижнекембрийских доломитов, на которой местами залегают юрские конгломераты и песчаники с прослоями туфов.

Якокутский комплекс — сложный вулкано-плутон (рис. 52), в его строении участвуют: 1) вулканическая толща в виде остатков кальдеры, опущенной относительно вмещающих отложений на глубину порядка 400 м; 2) интрузивные тела, окружающие по периферии кальдеру и прорывающие вулканическую толщу в ее центре; это штокообразные или полукольцевые крутозалегающие тела, они сопровождаются многочисленными дайками, следующими по разрывным нарушениям. Последние возникали неоднократно в период формирования магматического комплекса, разломы часто ограничивают или разделяют тела на отдельные блоки, приведенные на разные относительные уровни.

Вулканические породы частично эродированной Якокутской кальдеры, по С.М. Кравченко (1972), разделяются на три толщи. Нижняя из них сложена игнимбритами, брекчиями и лавами лейцитовых тефритов и ортоклазовых трахибазальтов, а также лимбургитов (мощностью 100 м). Средняя толща представлена лейцитовыми тефритами

и фонолитами, лейцититами, их брекчиями и туфами (100—150 м); верхняя — лейцитовыми фонолитами и биотитовыми трахитами, их брекчиями и игнимбритами (250 м).

Интрузивные тела формировались в следующей последовательности: шонкиниты (малигниты) образовали небольшое тело в юго-западной части площади комплекса. Они содержат ксенолиты слюдяных пироксенитов ранней интрузивной фазы. Вслед за шонкинитами на юго-западе и северо-востоке внедрились полукольцевые тела нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, затем — полукольцевое тело щелочных сиенитов. После этого образовались серии экструзий и субвулканических тел трахитов и сиенит-порфиров, слагающих широкую дугу, а также отдельные выходы среди других пород комплекса. Позднее других в центре и в западной части площади сформировались два штока авгитовых сиенитов, сиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров, они же образовали сателлитовые тела за пределами комплекса. Кроме этих поздних щелочноземельных сиенитов, вблизи Якокутского комплекса развиты мелкие тела более ранних, чем щелочные породы, нижнеюрских гранитов-порфиров и кварцевых порфиров.

Время формирования Якокутского комплекса 166—131 млн. лет (Еремеев, 1982). Состав его вулканических и интрузивных пород отражен в петрографической характеристике соответствующих серий, а также на сравнительной диаграмме состава вулкано-плутонических комплексов. В Якокутском комплексе повсеместно распространена постмагматическая минерализация с флогопит-биотитом, меланитом, титанитом, пиритом. Широко проявлена мусковитизация, локально—альбитизация.

Ишимский вулкано-плутонический комплекс расположен в северо-западной части Казахстана в пределах нижнепалеозойского Жаркаин-Агашского антиклинория, осложненного глубинными разломами северо-восточного и других направлений (Нурлыбаев, 1973). Вмещающие толщи — рифейские эффузивно-осадочные породы и нижнепалеозойские терригенные породы, содержащие мелкие тела габбро, горнблендитов и пироксенитов. Магматизм Ишимского комплекса начался с развития вулканитов (438—414 млн. лет), образовавших стратовулкан с лавами лейцитовых тефритов, лейцитовых фонолитов и щелочных трахитов, а также преобладающими по объему их лавобрекчиями, туфолавами, туфами. Вулканиты, остатки которых сохранились в эродированной кальдере, рассечены дайками фергуситов и эпилейцитовых порфиров. Позднее внедрились интрузивные тела в виде серий даек и штоков, которые вместе образовали кольцевые (в плане) поля. Они сложены широкой гаммой пород от перидотитов, лейцитовых пироксенитов, шонкинитов до псевдолейцитовых нефелиновых и щелочных сиенитов, кенталленитов и эссекситов. K-Ar возраст всего комплекса в целом, по А.Н. Нурлыбаеву, датируется 438—350 млн. лет. Как в вулканической, так и в интрузивной сериях наблюдается смена перидотитов и щелочных базитов (базальтов) лейцитовыми сиенитами (фонолитами), заканчиваются серии щелочными сиенитами (трахитами) и щелочными гранитами. По мнению А.Н. Нурлыбаева, Ишимский комплекс сформировался в следующей последовательности образования вулканитов и интрузивных пород: 1) лейцитовые тефриты, их брекчии и туфы; 2) лейцитовые фонолиты, их туфы; 3) лейцитовые и щелочные трахиты, их лавобрекчии и туфы; 4) лейцитовые пироксениты, перидотиты, гранатовые сиениты и нефелиновые шонкиниты; 5) псевдолейцитовые сиениты; 6) нефелиновые биотит-гранатовые сиениты; 7) эссекситы, щелочные сиениты, щелочные граниты.

Наиболее характерные постмагматические преобразования — либнеритизация и мусковитизация, они захватили практически все породы Ишимского комплекса.

Тежсарский вулкано-плутонический комплекс расположен в Памбакском хребте альпийской складчатой области Малого Кавказа. Он приурочен к стыку двух крупных структурных элементов: Севано-Ширакского синклинория и Арзаканского антиклинория, границей между которыми является разлом глубокого заложения, ограничивающий в фундаменте жесткий Арзаканский метаморфический блок. Сам вулкано-плутонический комплекс окружен серией разломов северо-западного и юго-западного простирания и осложнен Уляшикским северо-восточным разломом.

Вулкано-плутонический комплекс имеет строение центрального типа (Меликсетян, 1971). В его состав входят (рис. 53) верхнеэоценовая толща щелочных вулканитов, а также верхнеэоцен-нижнемиоценовые (41—32 млн. лет) кольцевые и конические тела нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов. Вначале формировались вулканогенная серия: субщелочной оливиновый базальт, лейцитовый тефрит, трахи-

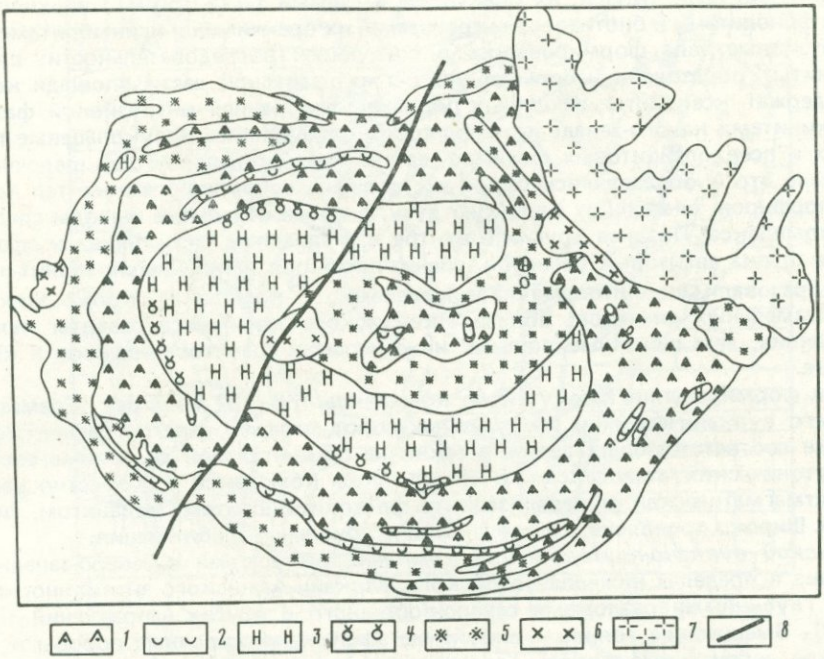


Рис. 53. Схема строения Тежсарского вулкано-плутонического комплекса, Армения (по Б.М. Меликсетяну, 1971)

1 — щелочные базальтоиды и трахиты верхнего эоцена; *2* — эпилейцитовые порфиры; *3* — нефелиновые сиениты; *4* — псевдолейцитовые сиениты; *5* — щелочные сиениты; *6* — кварцевые сиениты и нордмаркиты; *7* — граносиениты; *8* — Уляшкинский разлом

андезит, щелочной трахит, лейцитовый фонолит. Вулканиты в виде внутрикольцевого барьера зажаты между более поздними интрузивными телами центрального штока нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов и периферического конического тела щелочных сиенитов. В пределах интрузивных тел трудно выделить участки отдельных разновидностей пород, можно лишь отметить, что псевдолейцитовые сиениты развиты преимущественно в узкой эндоконтактовой зоне центрального штока, они более редки в коническом теле щелочных сиенитов. Нефелиновые сиениты слагают периферическую часть центрального штока, внутри которого преобладают сиениты почти без нефелина. Важными структурными элементами Тежсарского комплекса являются кольцевые дайки, сложенные эпилейцитовыми порфирами и фонолитами. В массиве распространены также дайки щелочных пегматитов, микросиенитов, монцонит-порфиров, керсантитов и спессартитов; в вулканогенной толще встречены дайки эссекситов, тефритов.

Среди постмагматических изменений наиболее характерны альбитизация, мусковитизация и развитие жил флюорит-биотит-карбонатного состава.

Сравнение породных ассоциаций трех вулкано-плутонических комплексов с породами Даубабинского поля, а также с породами интрузивных массивов убеждает в том, что в их пределах развиты те же ранее описанные вулканические и интрузивные серии калиевых щелочных основных пород. Вследствие этого петрографическая и петрогеохимическая характеристики главных типов пород вулкано-плутонических комплексов включены нами в соответствующие разделы двух указанных выше серий. Обе эти серии в наиболее полном составе представлены в Якокутском вулкано-плутоническом комплексе. В Тежсарском комплексе среди вулканитов преобладают трахиты и трахиандезиты, ультраосновные представители не известны. В пределах Ишимского вулкано-плутонического комплекса заключительная интрузивная фаза сложена пестрыми по составу породами (кенталлениты, эссекситы, щелочные граниты), отличными от пород интрузивной серии калиевых щелочных основных пород.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ЩЕЛОЧНЫХ СРЕДНИХ ПОРОД

Эти серии представлены преобладающими в массе лейкократовыми разностями калиевых щелочных пород. Эффузивная серия включает италит, лейцитовый фонолит и щелочной трахит. Интрузивную серию составляют псевдолейцитовый, кальсилитовый, нефелин-биотитовый сиенит и щелочной сиенит. Обе серии являются довольно редкими образованиями и изучены недостаточно.

ИТАЛИТ, ЛЕЙЦИТОВЫЙ ФОНОЛИТ, ЩЕЛОЧНОЙ ТРАХИТ

Эта серия известна в вулканических полях западной части Италии (Римская и Неаполитанская провинции). Здесь в вулканических отложениях Вико, Албано, Сабатини, Роккамонфина, Флегрейских полей встречаются лейкократовые породы, обогащенные лейцитом во вкрапленниках и основной массе. Они пространственно ассоциируют с лейцитовыми тефритами и другими породами калиевых основных эффузивов, но представляют собой самостоятельную фазу вулканизма или, может быть, отдельный этап. Тектоническая позиция вулканических образований Западной Италии связана с зоной весьма глубинных разломов, расположенных в Средиземном море вблизи Аппенинского полуострова.

В пределах нашей страны эта серия изучена слабо. Находка Г.А. Казаряном (1978) некков и даек лейкократовых лейцитовых фонолитов в междуречьи Азат-Веди (Армения) показывает возможное обнаружение представителей этой серии в новых пунктах.

Италит — белая или желтоватая порода, внешне похожая на интрузивную. Примерно 90% породы составляют вкрапленники лейцита диаметром 1—5 мм, а остаток (10%) представляет собой стекло или тонкозернистую основную массу, где также преобладает лейцит, есть биотит и пироксен.

Лейцитовый фонолит — светло-серая фарфоровидная порода с крупными (2—10 мм) вкрапленниками лейцита и мелкими — эгирин-авгита. Основная масса представлена санидином или анортоклазом, лейцитом, нефелином, гаюином, эгирин-авгитом, магнетитом, апатитом, титанитом.

Лейцитовый трахит — также светло-серая порода с редкими вкрапленниками эгирин-авгита, биотита, кислого плагиоклаза, санидина и подчиненного лейцита; основная масса стекловатая или очень тонкокристаллическая.

Для химического состава пород данной серии характерно значительное (максимальное 19,06%) содержание окиси калия, а также глинозема (до 22,2%), высокая железистость при общих низких содержаниях железа и титана. Породы обогащены рубидием, стронцием и барием.

Металлогеническое прогнозное значение лейкократовых лейцитовых вулканитов определяется высокими содержаниями калия и глинозема.

ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫЙ, КАЛЬСИЛИТОВЫЙ, НЕФЕЛИН-БИОТИТОВЫЙ СИЕНИТЫ, ЩЕЛОЧНОЙ СИЕНИТ

Наиболее характерные примеры интрузивной серии — Сыннырский и Сакунский палеозойские массивы Северо-Байкальской горной страны. К ним, по-видимому, можно отнести позднепалеозойский Ортотокойский массив (Киргизия), Дежневский мезозойский массив (Северо-Восток СССР) и аналогичные последнему массивы Западной Аляски.

Рассмотрим подробнее Сыннырский и Сакунский щелочные массивы.

Сыннырский массив, впервые описанный А.Я. Жидковым (1960), расположен в Северном Прибайкалье в зоне средне-позднепалеозойской тектонической активизации байкалид (Архангельская, 1974). Он приурочен к Холодненскому грабену и системе секущих его разломов. Время формирования, по А.Я. Жидкову и др. (1963), — 350—204 млн. лет, по Р.П. Тихоненковой и др. (1971), — 242—233 млн. лет, по В.В. Архангельской, — 344—193 млн. лет. Массив (рис. 54) в плане имеет грубоизометричную форму, которая осложнена системами постмагматических нарушений северо-западного и северо-восточного простирания, поэтому часть контактов между породами массива и вмещающими толщами тектоническая. Массив залегает среди позднепротеро-

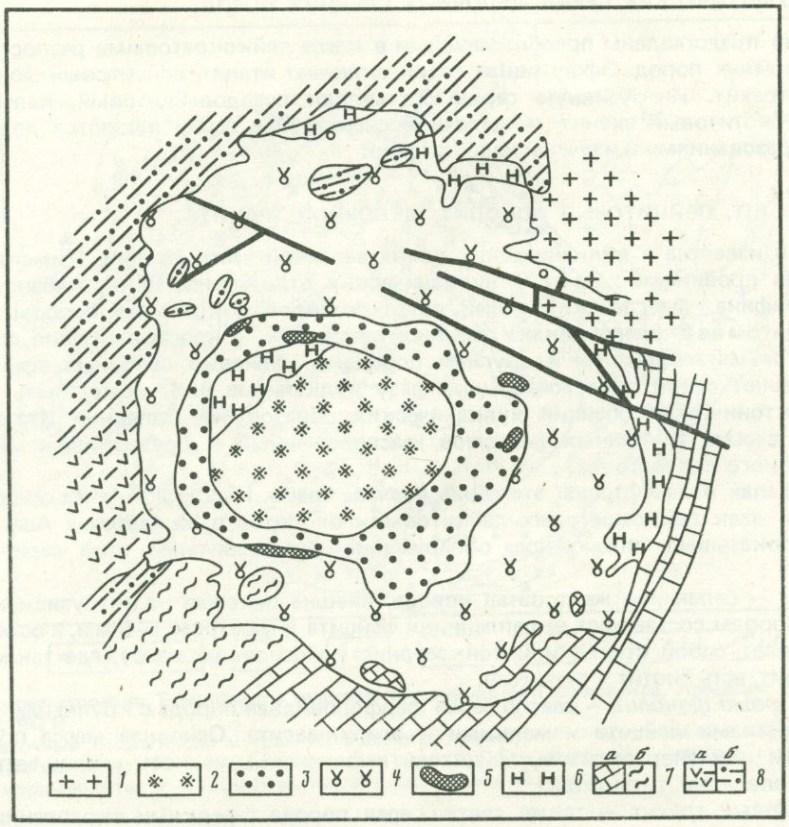


Рис. 54. Схема геологического строения Сыннырского массива (по карте А.С. Пака, С.И. Зака, В.Г. Филатова и др.; Дудкин и др., 1967)

1 — биотитовые граниты; *2* — пуласкиты и гедрумиты; *3* — псевдолейцитовые сиениты и псевдолейцититы; *4* — лейкократовые псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты; *5* — шонкиниты и малиньиты; *6* — трахитоидные и мелкозернистые нефелиновые сиениты; *7* — нижнекембрийские известняки (*а*) и сланцы (*б*); *8* — верхнепротерозойские метаэффузивы (*а*), песчаники и сланцы (*б*)

зойских образований (сланцы, мраморизованные известняки, роговики, основные эффузивы), раннекембрийских известняков и терригенных отложений, прорванных раннепалеозойскими гранитоидами. Сыннырский массив — гипабиссальный с провесами кровли, выраженными в виде широких дугообразных полос ксенолитов. Контакты массива то круто, то полого падают к центру. Существуют разные мнения о строении массива. По Р.П. Тихоненковой и др. (1971), это однофазный плутон с остатками эродированной кальдеры, выполненной щелочными вулканитами и известняково-терригенными осадками. В главную интрузивную фазу внедрилась лейкократовая щелочная магма и в результате ее дифференциации, а также ассимиляции пород кровли, в том числе и щелочных вулканитов, образовались разнообразные нефелиновые сиениты. Развитые в центре массива щелочные нефелинсодержащие сиениты (пуласкиты, гедрумиты) относятся к прикровлевой приконтактной фации. В эндоконтактовой зоне закалки развиты порфировидные псевдолейцитовые сиениты. Наиболее характерные послемагматические процессы — ортоклазизация и микроклинизация, более поздняя либнеритизация и мусковитизация. По В.В. Архангельской (1974), интрузивное тело нефелин-псевдолейцитовых сиенитов, по-видимому, прорвано штоком и дайками щелочных сиенитов — пуласкитов, вдоль контакта которых протягивается пояс метасоматических кальсилит-санидиновых пород. Последние представляются как продукты кристаллизации ультракалиевого остаточного расплава-раствора нефелин-кальсилит-сиенитовой магмы, переработанные постмагматическими высококалиевыми растворами.

Сакунский массив, как и Сыннырский, расположен в Северном Прибайкалье, на окраине Чарской глыбы Алданского щита. Он приурочен к узлу древних разломов. В формировании этого сложного полиформационного массива (Архангельская, 1974) участвовало несколько интрузий: раннепротерозойская ультрабазитовая, среднепалеозойская (308 млн. лет) щелочная и позднепалеозойская (268—259 млн. лет) гранитоидная. Щелочные породы слагают юго-восточную часть массива. Это лейкократовые щелочные и нефелиновые сиениты, а также кальсилит-санидиновые породы (сынныриты). Все породы аналогичны по составу и структурам сыннырским. Ниже приводится их краткая петрографическая и петролого-геохимическая характеристика.

Нефелиновые биотитовые сиениты — крупно- и среднезернистые лейкократовые породы, сложенные нефелином, псевдолейцитовыми агрегатами, микропертитом и биотитом. В числе акцессорных, кроме титанита, апатита и магнетита, следует отметить перовскит (Тихоненкова и др., 1971).

Псевдолейцитовые сиениты — также лейкократовые породы, близкие по составу нефелиновым сиенитам, но с более широким развитием псевдолейцита (магматического и поздне-постмагматического).

Сынныриты, по определению В.В. Архангельской (1974), — светло-серые афанитовые по внешнему виду породы, состоящие почти целиком из микрозернистых кальсилит-санидиновых срастаний. Состав последних идентичен составу теоретического лейцита. Они содержат цепочки включений биотита, а также примесь шорломита, пирита и других акцессориев.

Щелочные нефелинсодержащие сиениты (пуласкиты) — серые с полосчатой текстурой породы переменного состава, сложенные эгирин-авгитом или эгирин-диопсидом, гастингситом, биотитом, ортоклаз-пертитом; иногда наблюдаются примеси нефелина, шорломита.

Петрохимические особенности пород отражают их общую лейкократовость, пониженные содержания TiO_2 (0,1—0,4%, только в пуласкитах 0,5—0,8%). Общая железистость высокая — 0,80—0,90. В сыннырских породах P_2O_5 составляет ~1%, в сакунских — 0,05—0,22% и менее. Для псевдолейцитовых пород характерны значительные количества рубидия — 1060 г/т, а в псевдолейцитовых агрегатах этих пород — 1200 г/т. Все остальные элементы-примеси содержатся в количествах ниже или близких к кларку для средних пород.

Породы Сыннырского и Сакунского массивов, особенно нефелин-псевдолейцитовые сиениты и сынныриты, — это комплексное сырье для производства калийных удобрений, а также глинозема и поташа, которые могут быть использованы также в керамическом и электротехническом производстве. Залежи апатита, установленного в фенитах и послемагматических образованиях Сыннырского массива, имеют незначительные масштабы.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ПОРОД И МИНЕРАЛОВ В КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЯХ

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА

Типоморфные минералы всех серий калиевых щелочных пород — лейцит, кальсилит, флогопит и биотит, а также акцессорные — апатит и магнетит. В состав калиевых щелочных пород входят также пироксен (диопсид, салит-авгит, эгирин-авгит, эгирин-диопсид), оливин (Fa от 5—8 до 40). Амфиболы не характерны для большинства калиевых пород, лишь в серии флогопитовых лейцититов развит калиевый амфибол—магнофорит. Среди полевых шпатов широким развитием пользуются калиевые полевые шпаты: ортоклаз-санидин, редко анортоклаз. Плагиоклаз характерен лишь для серии калиевых основных щелочных пород. Нефелин развит наряду с лейцитом и кальсилитом, но имеет подчиненное значение.

Среди акцессорных минералов, помимо апатита и магнетита (титаномагнетита), встречаются циркон, флюорит, ильменит, титанит, рутил, пирротин. Для пород калиевых щелочных ультраосновных серий весьма характерен перовскит, а для серии флогопитовых лейцититов — K-Ba-минералы: прайдерит и нункамбахит, а также вадеит. Калиевые перидотиты, пироксениты и некоторые шонкиниты серий щелочных основных

пород содержат хромит и ульвешпинель; в них обнаружен калийсодержащий сульфид — джерфишерит (Еремеев, 1981).

Для всех магматических серий калиевых щелочных пород типоморфные породообразующие и акцессорные минералы приведены в табл. 42.

Укажем на особенности, свойственные минералам описываемых серий.

Лейцит в неизмененном виде встречается редко, лишь в молодых и современных лавах. В итальянских и западно-африканских лавах тефритов, лейцититов он имеет состав, близкий к стехиометрическому (Белоусов и др., 1974), в италитах лейцит отличается заметной примесью окислов железа (до 1,1%) и кальция (до 0,5%), а также окиси натрия (0,3—2,2%). В лейците много рубидия (3000 г/т).

Обычно в породах вместо лейцита присутствуют полиминеральные псевдоморфозы различного происхождения. В результате распада лейцита при понижении температуры кристаллизации образуются псевдолейцитовые агрегаты в виде графических биминеральных срастаний нефелина и ортоклаза или кальсилита и ортоклаза. Они сохраняются лишь в гипабиссальных интрузивных породах. Однако и здесь часто идет замещение псевдоморфоз эпилейцитовым агрегатом ортоклаза и мусковита (серицита). В вулканитах лейцит обычно замещен анальцимом или же натролитом, кальцитом, альбитом, хлоритом.

Кальсилит содержит до 20% нефелиновой составляющей и примесь Fe_2O_3 (5,1%) (Белоусов и др., 1974). В СССР кальсилит обнаружен в составе псевдолейцитовых сиенитов и сынныритов. Он входит в состав ортоклаз-кальсилитовых псевдоморфоз по лейциту и имеет в своем составе 7—38% нефелиновой составляющей.

Таблица 42. Характеристика пород калиевых щелочных магматических серий

Группы серий	Магматические серии	Типоморфные минералы	
		Породообразующие	Акцессорные
1	2	3	4
Ультраосновных	Лейцитовый пикрит (уганд-дит), оливиновый мелакальсилитит (мафурит), кальсилит-лейцитовый мелилитит (катунгит)	Лейцит, кальсилит, оливин Fa_{9-15}, диопсид, флогопит, мелилит	Перовскит, апатит, магнетит
	Флогопитовые перидотит и пироксенит, слюдит	Флогопит, диопсид, авгит, оливин Fa_{10-15}	Перовскит, апатит, шорломит, ильменит
	Флогопитовый мелалейцитит (волжидит), флогопит-оливиновый лейцитит (седрисит), амфиболовый лейцитит (мамилит)	Лейцит, диопсид, флогопит, магнофорит, оливин Fa_{10-20}	Перовскит, апатит, прайдерит, вадеит, нункамбахит
Основных	Калиевый щелочной пикрит, лейцитовый тефрит, лейцитит, лейцитовый фонолит, щелочной трахит	Лейцит, нефелин, диопсид-авгит, салит, эгирин-авгит, оливин Fa_{30}, флогопит-биотит, плагиоклаз, ортоклаз-санидин	Апатит, титаномагнетит, хромит, циркон
	Калиевые (слюдяной, ортоклазовый и псевдолейцитовый) перидотит и пироксенит, шонкинит, псевдолейцитовый и нефелиновый сиенит, щелочной сиенит	Псевдолейцит (эпилейцит), диопсид, салит, эгирин-авгит, оливин Fa_{10-30}, флогопит, биотит, ортоклаз-пертит, анортоклаз, плагиоклаз	Апатит, магнетит, ильменит, хромит, циркон, флюорит, ортит
Средних	Италит, лейцитовый фонолит, щелочной трахит	Лейцит, авгит, эгирин-авгит, биотит, оливин Fa_{20-30}	Апатит, магнетит, мелилит, меланит
	Псевдолейцитовый сиенит, биотит-нефелиновый сиенит, биотит-кальсилитовый сиенит, сыннырит, пуласкит	Псевдолейцит, кальсилит, ортоклаз, ортоклаз-пертит, эгирин-диопсид, гастингсит	Апатит, магнетит, титанит, перовскит

Нефелин калиевых щелочных серий обогащен калием: в псевдолейцит-нефелиновых сиенитах Каинды и Ирису примесь калия в нефелине составляет 4,57–6,90%, т.е. 15–28% кальсилита (Нурлыбаев, 1973), а в нефелиновом сиените Якокутского комплекса 29% кальсилита.

Среди щелочных полевых шпатов наиболее характерны ортоклаз и санидин с примесью Na_2O около 0,1–2,5%; реже в породах среднего ряда развиты анортоклаз с Na_2O 3,5–4% или ортоклаз-пертит с Na_2O до 6%. Ортоклаз отличается высокими содержаниями BaO (0,3–4,5%), имеются примеси SrO (0,03–0,5%), Rb_2O (0,01–0,05%), Cs_2O (до 0,001%); Ga (0,003%), Pb (до 0,02%).

Плагиоклаз – постоянная составляющая калиевых основных эффузивов – образует в тефритах вкрапленники (An_{90-80}) и основную массу (An_{45-60}), а в трахитах вкрапленники с An_{30} и основную массу с An_{15-25}.

Оливин – широко распространенный второстепенный минерал в породах всех серий, включая серии среднего состава. Его магнезиальные разновидности (форстерит, хризолит) характерны для щелочных ультраосновных и основных серий. Для части щелочных основных и для щелочных средних пород калиевого ряда характерны гиалосидериты. Сравнение состава оливина и общей железистости пород выявляет их четкую положительную корреляцию. Магнезиальные оливины содержат никель (до 1700 г/т), хром (600–1500 г/т), последний характерен и для гиалосидеритов; заметна примесь MnO, особенно в некоторых шонкинитах и псевдолейцитовых сиенитах: так, в массиве Ирису гиалосидерит этих пород содержит около 1% MnO.

Компоненты (в вес.%)						
K_2O	Na_2O	Al_2O_3	$f_{общ}$	TiO_2	P_2O_5	Rb
5	6	7	8	9	10	11
3,6–7,4	0,4–2,0	2,7–10,4	37–49	0,7–4,8	0,3–1,2	124–160
2,0–9,0	0,3–0,5	3,8–16,5	20–30	1,3–5,2	0,2	Не опр.
8,8–9,0	0,6–0,8	6,9–8,5	42–51	4,9–7,3	0,8–1,8	Не опр.
1,5–8,0	0,5–4,5	12,4–18,5	57–75	0,2–1,6	0,3–1,0	70–320
2,2–9,5	0,6–5,2	6,1–17,5	60–75	0,7–1,8	0,1–1,7	30–640
5,3–19,1	2,6–4,8	17,3–22,2	77–99	0,1–0,7	0,1–0,2	260–1220
8,5–19,0	0,8–6,0	17,0–22,5	71–90	0,1–0,8	0,1–1,5	240–2200

Таблица 42 (окончание)

Микроэлементы (в г/т)							
Sr	Ba	Cr	Ni	Zr	Nb	TR	Cu
12	13	14	15	16	17	18	19
1250–2540	1500–2380	300–1180	150–320	320–410	180–190	480–955	90–230
Не опр.	2500	1560–9520	80–310	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Не опр.	5340–11300	480	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
300–5000	400–4300	40–2300	10–1250	35–400	10–30	10–80	30–300
540–5300	460–12000	10–750	10–300	30–500	1–100	10–190	20–500
250–2190	700–2130	50–70	1–7	450–560		300	5–12
180–2000	1000–4320	33	10	50–350	6–35	10–390	10–18

Примечание. Цифры по материалам Е.В. Свешниковой, Н.В. Еремеева (1982) и литературным данным (Белоусов и др., 1974; Меликсетян, 1971; Тихоненкова и др., 1971; Архангельская, 1974; Holmes, 1952 и др.).

Пироксены представлены только моноклинной группой, они характеризуются высокой (диопсид) или повышенной магнезиальностью, сравнительно мала в них примесь эгиринового компонента (Na_2O 0,3–0,9%); лишь в пироксенах из лейцититов, щелочных трахитов его значение возрастает (Na_2O 2,0–11,0%). Титан в пироксенах многих пород составляет 0,1–1,3%, но в пироксенах угандитов и других пород Восточной Африки TiO_2 достигает 4,2%. Примесь MnO незначительна, однако в некоторых салитах основных и средних пород Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций ее значение поднимается до 0,8–1,0%. Для пироксенов характерны микропримеси хрома, иногда достигающие более 1000 г/т (например, в авгите пикрита Даубабинского поля, в диопсиде лимбургита Якокутского комплекса). Стронций (900 г/т) и барий (150 г/т) определены в салитах шонкинитов Инаглинского комплекса.

Железо-магнезиальные слюды — флогопит и биотит — отличаются для многих пород повышенной магнезиальностью, особенно для серий ультраосновного и основного состава. Однако в породах среднего состава слюда представлена железистым биотитом и даже сидерофиллитом (Сыннырский массив). Таким образом, состав слюды коррелируется с общей железистостью породы, т.е. выдерживается зависимость, установленная для оливинов и пироксенов. Отсюда следует корреляция железистости этих минералов между собой, если они находятся в едином парагенезисе (рис. 55).

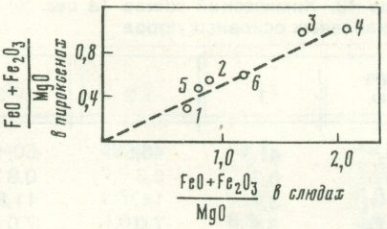


Рис. 55. Соотношение железистости парагенных слюд и пироксенов

1 — из хромдиопсид-флогопитовой породы Инаглинского комплекса, *2* — из сиенита массива Ирису; *3* — из пироксенита массива Каинды; *4* — из шонкинита массива Каинды; *5* — из тефрита Даубабинского поля; *6* — из щелочного базальта Даубабинского поля (Еремеев, 1982)

Анализируя первичные минеральные парагенезисы пород отдельных серий, можно видеть, что от ранних магматических фаз к поздним происходит повышение значения лейкократовых минералов, а также увеличение железистости темноцветных минералов.

Минеральный состав каждой из описанных серий имеет некоторые особенности. Вместе с тем характер изменения минерального состава от ультраосновных серий через основные серии к сериям среднего состава вполне закономерен: при общей высокой калиевости в минералах серий среднего состава (пироксенах, слюдах, полевых шпатах) несколько повышена роль натрия, увеличивается их железистость, уменьшается роль хрома, никеля.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Особенности химизма калиевых щелочных магматических серий рассмотрены с использованием многочисленных литературных источников, а также оригинальных материалов Н.В. Еремеева и Е.В. Свешниковой (табл. 43). Как и в отношении химизма минералов, можно уверенно говорить об общей для всех серий высокой калиевости пород, даже щелочные ультраосновные породы содержат 2% и более K_2O. Содержание Na_2O ниже и нигде, за исключением некоторых поздних щелочных сиенитов, не преобладает над K_2O. У большинства калиевых щелочных пород отношение $Na_2O : K_2O$ составляет менее 0,4.

Характерной чертой калиевых щелочных магматических серий является повышенная магнезиальность, хорошо заметная при сравнении с аналогичными породами K- Na- и Na-рядов. На графике K—Mg (рис. 56) видно, что только калиевые серии среднего ряда содержат MgO менее 2%.

Глиноземистость пород калиевых щелочных серий изменяется в широких пределах от 2,7 до 22,5% Al_2O_3; наиболее высокое содержание глинозема в лейкократовых псевдолейцитовых, кальсилитовых сиенитах и сыннырите. График отношения глиноземистости к $Na_2O : K_2O$, построенный для калиевых основных вулканической и интрузивной серий, показывает резкое увеличение глиноземистости пород от ранних членов серий к поздним (рис. 57). При этом заметна более высокая глиноземистость пород

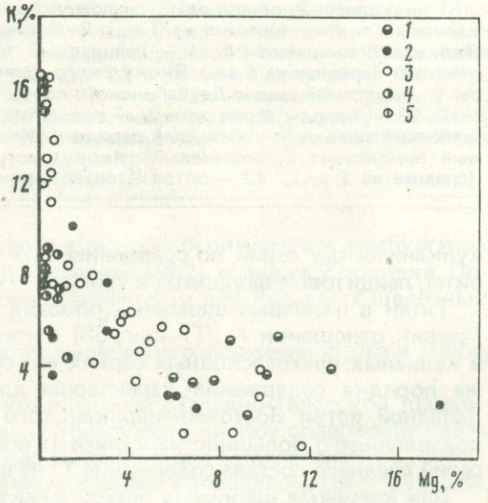


Рис. 56. Соотношение K и Mg в породах калиевых щелочных магматических серий

1 — породы калиевых ультраосновных серий; *2* — породы серии, калиевые лимбургит и пикрит, лейцитовый тефрит и др.; *3* — породы серии калиевые перидотит и пироксенит, шонкинит и др.; *4* — породы серии италит, лейцитовый фонолит, щелочной трахит; *5* — породы серии псевдолейцитовый сиенит, биотит-кальсилитовый сиенит, сыннырит, пуласкит.

Таблица 43. Химический состав (в вес. %) и содержание микроэлементов (в г/т) магматических серий калиевых основных пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	41,1	46,5	50,4	47,3	55,8	59,1	70,0
TiO_2	0,3	0,8	0,8	1,0	0,7	0,6	0,2
Al_2O_3	3,7	14,9	11,8	15,2	16,1	13,5	16,1
Fe_2O_3	3,8	7,0	7,0	6,8	4,5	2,8	1,2
FeO	5,0	1,4	4,5	1,6	5,0	2,9	0,6
MnO	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,01
MgO	29,6	10,7	5,1	5,0	2,3	1,0	0,9
CaO	8,0	9,6	6,8	7,0	4,1	3,5	3,6
Na_2O	0,1	2,6	1,3	3,5	1,1	5,5	4,7
K_2O	2,8	2,7	9,2	6,8	12,0	5,7	3,7
H_2O	1,5	3,8	0,9	3,2	0,6	0,2	1,3
P_2O_5	0,3	0,8	0,8	0,6	0,2	0,1	0,1
F	0,2	Не опр.	0,07	0,3	0,45	0,15	0,38
Cl	0,04	"	0,06	0,07	0,03	0,06	0,05
B	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
S	0,5	0,07	Не опр.	0,04	0,01	0,04	0,02
CO_2	2,6	Не опр.	"	2,0	0,8	0,2	0,9
Li	5	35	20	40	45	11	6
Rb	70	250	200	200	320	180	130
Cs	1	3	3	12	5	1	5
Sr	300	750	1350	1100	2500	1000	600
Ba	750	380	4300	1800	3000	1750	700
Be	3	1	3	1	5	10	5
Ga	10	37	20	25	25	30	30
Ni	1250	50	45	55	30	100	10
Co	120	40	35	25	20	8	4
Cr	2300	650	40	100	65	50	70
V	100	400	300	250	250	140	100
Sc	30	40	10	30	30	30	10
Zr	35	200	100	400	200	200	120
Nb	–	30	10	25	10	–	10
TR	–	80	10	80	20	50	30
Cu	300	150	70	60	60	200	50
Pb	–	150	20	200	100	70	50
Zn	200	200	200	80	200	100	70

Примечание. 1–8 — породы серии калиевый щелочной пикрит, лейцитовый тефрит, щелочной трахит:

1 — калиевый оливиновый гиаломеланефелинит (лимбургит) Якокутского комплекса; 2 — калиевый пикрит (среднее из 3 ан.) Даубабинского вулканического поля: 3 — лейцитовый тефрит Якокутского комплекса; 4 — лейцитовый тефрит (среднее из 5 ан.) Даубабинского поля; 5 — лейцитит (среднее из 4 ан.) Якокутского комплекса; 7 — щелочной трахит Якокутского комплекса; 8 — щелочной трахит Даубабинского поля.

9–29 — породы серии калиевый перидотит (пироксенит), шонкинит, псевдолейцитовый сиенит, щелочной сиенит: 9 — калиевый перидотит Инаглинского комплекса (среднее из 5 ан.); 10 — калиевый пироксенит (ослюденелый) якокутского комплекса; 11 — биотитовый пироксенит Ирису (среднее из 2 ан.); 12 — ортоклазовый пироксенит Ирису (среднее из 2 ан.); 13 — ортоклазовый

вулканических серий по сравнению с их интрузивными аналогами (тефриты — шонкиниты, лейцитовые фонолиты и трахиты — фельдшпатоидные сиениты).

Титан в калиевых щелочных породах составляет от 1000 (иногда 100) до 36000 г/т. График отношения K : Ti (рис. 58) показывает неравномерность распределения титана: в калиевых ультраосновных сериях его содержание составляет 16000 г/т и более; такого же порядка содержания характерны для калиевых основных вулканических пород Западной ветви Восточно-Африканского рифта (Белоусов и др., 1974). Однако для подавляющего большинства калиевых основных серий других регионов и для калиевых серий среднего состава содержание Ti не превышает 7000 г/т.

Для калиевых щелочных пород характерно заметное содержание фосфора, связанно-

8	9	10	11	12	13	14	15
53,1	45,9	49,9	45,1	44,4	49,4	49,1	49,7
0,8	0,5	0,3	0,9	1,2	0,6	1,2	1,0
14,9	2,3	3,2	5,5	6,4	2,1	11,6	8,9
5,0	3,8	4,0	3,6	6,6	4,0	8,5	3,6
1,2	5,1	3,8	6,6	6,4	4,9	4,7	6,0
0,1	0,1	0,4	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1
9,5	19,3	16,3	16,3	10,7	14,4	5,3	10,7
12,1	19,8	14,3	13,3	16,2	21,0	10,0	9,0
1,1	0,4	1,4	1,1	2,0	0,6	1,0	2,7
3,4	0,5	3,2	4,4	1,2	1,1	6,6	6,6
5,0	0,8	0,4	0,7	1,6	0,2	0,7	0,9
0,7	1,8		1,2	2,0	—	1,2	1,2
0,11	0,20	1,48	0,2	0,2	Не опр.	0,1	0,2
Не опр.	0,04	0,05	0,02	0,02	"	0,02	0,03
0,001	0,001	0,001	Не опр.	Не опр.	0,001	0,002	0,002
0,07	0,06	0,05	0,07	0,03	Не опр.	0,04	0,02
1,0	0,03	Не опр.	0,07	0,07	"	0,1	Не опр.
30	20	490	10	8	15	11	7
190	30	110	110	50	180	250	100
1	3	2	3	3	4	3	7
850	700	570	1600	1200	1000	2000	700
1500	2500	460	5000	2300	3000	5300	2700
1	1	7	5	—	2	5	2
25	3	48	20	15	15	30	12
25	300	30	70	28	170	170	110
25	100	40	40	60	50	45	40
110	750	80	20	50	420	340	60
160	100	600	350	475	390	100	250
20	30	10	50	30	100	30	10
400	30	220	100	200	100	180	100
30	—	20	10	10	10	10	20
60	10	50	30	40	30	70	90
30	35	20	60	200	70	30	40
180	10	50	10	60	20	30	50
80	30	50	100	200	70	70	70

пироксенит Каинды; 14 — псевдолейцитовый шонкинит Инаглинского комплекса (среднее из 16 ан.); 15 — нефелинсодержащий шонкинит Инаглинского комплекса (среднее из 5 ан.); 16 — шонкинит бесфельдшпатоидный Инаглинского комплекса (среднее из 5 ан.); 17 — эпилейцитовый шонкинит Якокутского комплекса (среднее из 2 ан.); 18 — нефелинсодержащий шонкинит Якокутского комплекса; 19 — бесфельдшпатоидный шонкинит Якокутского комплекса; 20 — псевдолейцитовый шонкинит Ирису (среднее из 3 ан.); 21 — нефелинсодержащий шонкинит Ирису (среднее из 3 ан.); 22 — псевдолейцитовый шонкинит Каинды; 23 — бесфельдшпатоидный шонкинит Каинды; 24 — шонкинит-порфир Даубабинского поля; 25 — нефелин-псевдолейцитовый сиенит Якокутского комплекса; 26 щелочной сиенит Якокутского комплекса; 27 — щелочной сиенит Инаглинского комплекса (среднее из 4 ан.); 28 — нефелин-псевдолейцитовый сиенит Ирису (среднее из 2 ан.); 29 — нефелин-псевдолейцитовый сиенит Каинды (среднее из 2 ан.).

го с апатитом (см. табл. 42). Содержание фосфора в щелочных пикритах и лимбургитах по сравнению с кларком для гипербазитов (Виноградов, 1962) выше на 2 порядка. Повышенное в несколько раз содержание фосфора отмечается и для калиевых щелочных основных серий.

Для калиевых щелочных пород характерны повышенные содержания фтора и хлора, а серы — близко к кларковому.

В калиевых щелочных породах Центрально-Алданской, Западно-Таласской провинций и Восточно-Африканской рифтовой системы обнаружено низкое содержание газов (менее 1 $см^3$/кг) при преобладании водорода над метаном и его гомологами.

Характерные микроэлементы для магматических серий калиевого ряда — рубидий,

Таблица 43 (окончание)

Компоненты	16	17	18	19	20	21
SiO_2	48,1	52,7	53,0	49,8	46,6	50,2
TiO_2	1,2	0,8	0,6	0,9	0,5	1,2
Al_2O_3	7,7	13,4	15,4	9,5	11,7	15,7
Fe_2O_3	10,5	5,5	6,0	7,6	6,0	3,2
FeO	6,3	4,0	2,9	6,0	5,2	5,4
MnO	0,2	0,2	0,2	0,5	0,2	0,1
MgO	8,1	4,0	2,9	6,0	9,0	4,0
CaO	11,0	6,2	5,3	8,6	10,5	3,9
Na_2O	2,0	1,3	1,9	1,1	1,2	3,2
K_2O	6,0	9,4	9,0	7,5	6,7	4,9
H_2O	0,5	0,9	0,9	0,7	1,1	0,7
P_2O_5	1,5	0,9	1,6	1,3	1,3	1,0
F	0,25	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,1	0,1
Cl	Не опр.	"	"	"	0,2	0,8
B	0,001	"	"	"	Не опр.	Не опр.
S	0,05	"	"	"	0,06	0,05
CO_2	0,06	"	"	"	0,16	0,25
Li	7	60	15	10	25	12
Rb	140	300	120	330	350	150
Cs	4	5	5	2	10	6
Sr	2200	1600	3000	1500	2000	1600
Ba	2800		3000	3000	2700	3600
Be	1	7	5	Не опр.	3	5
Ga	10	30	30	"	14	17
Ni	200	20	130	10	40	40
Co	30	15	50	5	35	55
Cr	300	50	240	5	220	50
V	120	200	220	130	210	450
Sc	30	10	10	30	30	60
Zr	70	200	100	100	80	100
Nb	10	15	10	10	18	20
TR	20	50	100	70	50	60
Cu	100	140	150	120	120	500
Pb	100	45	50	100	60	300
Zn	100	80	100	100	60	200

барий, стронций, медь, хром, никель, кобальт. Такие элементы, как Li, Cs, Be, Ga, V, Sc, Zr, Nb, TR, содержатся в околокларковых количествах, изредка возрастающих при постмагматических преобразованиях пород. Повышенные количества рубидия, бария, меди обусловлены их геохимическим сродством с калием. Это ясно выявляется на примере пород, обогащенных лейцитом (лейцититов, италитов, сынныритов), имеющих максимальное содержание рубидия. Что касается других редких щелочных металлов (Li и Cs), то на общем фоне невысокого содержания они несколько накапливаются в конечных фазах магматизма, а также вместе с рубидием в породах, обогащенных лейцитом.

Барий в большинстве калиевых щелочных пород содержится в количествах, превышающих в 3—10 и более раз кларки для пород соответствующего состава. Поэтому характерно и его присутствие в полевых шпатах, особенно в гиалофане и акцессорных минералах. В противоположность барию стронций рассеян в темноцветных минералах, плагиоклазе и в апатите.

Хром в калиевых щелочных породах выполняет своеобразную индикаторную роль. Он содержится в околокларковых количествах, однако в ряде случаев, особенно в породах ранних членов серий и в калиевых гипербазитах, образует заметную концентрацию (до 9520 г/т). Хром постоянно присутствует в оливине, пироксенах, слюдах, магнетите, образует акцессорный хромит.

Никель и кобальт ведут себя подобно хрому: присутствуя в количествах ниже соот-

22	23	24	25	26	27	28	29
47,1	45,1	47,1	59,3	60,6	62,4	51,5	56,0
1,2	1,2	1,0	0,6	0,1	0,3	0,7	0,7
11,9	17,4	14,2	19,4	14,1	16,1	17,5	15,0
5,1		7,0	3,2	2,1	2,4	4,0	6,6
4,8	7,1	2,0	0,7	2,5	0,7	3,2	1,6
0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	0,4	0,1
6,5	7,6	7,0	0,8	2,0	2,1	6,0	0,5
10,2	11,8	10,7	1,4	5,0	1,7	7,5	3,2
0,9	1,2	1,9	4,0	2,9	4,0	5,2	2,4
7,5	5,3	4,0	8,9	8,9	10,0	7,1	10,5
1,8	0,8	1,9	0,6	0,5	0,8	0,7	1,4
1,5	1,5	0,9	0,3	0,1	0,1	0,9	0,1
0,1	0,09	0,35	0,12	0,14	0,17	0,10	0,05
Сл.	Сл.	Не опр.	0,05	0,04	Не опр.	0,20	0,04
Не опр.	Не опр.	"	0,001	0,002	0,002	0,001	0,004
0,04	0,05	"	0,06	0,02	0,02	0,04	0,05
0,17	0,13	"	0,12	0,10	0,7	0,30	0,2
40	25	35	10	15	35	20	16
230	165	100	200	200	100	170	180
8	6	5	3	3	3	9	1
1700	1700	Не опр.	5300	540	900	3000	2600
3300	4700	"	3000	840	2000	3500	5000
4	6	"	3	3	6	5	10
30	40	20	28	36	20	20	20
55	70	70	13	13	22	30	15
65	70	35	20	10	10	35	20
110	200	230	23	10	27	80	25
300	500	140	250	200	60	200	200
40	100	Не опр.	10	10	30	30	30
30	100	"	70	150	60	200	500
30	30	"	10	10	10	1	1
50	60	"	190	30	40	40	30
100	300	65	35	100	200	60	70
100	100	10	100	80	150	200	20
60	300	Не опр.	70	200	200	100	100

ветствующих кларков, они относительно накапливаются в калиевых щелочных гипербазитах. Отношение Ni : Co в большинстве калиевых щелочных пород больше 1.

Редкие элементы Zr, Nb, TR — характерные примеси щелочных пород Na-ряда, а в калиевых щелочных породах содержание их приближается к кларковому или ниже его. Циркония несколько больше в поздних членах серий калиевых основных пород, в породах среднего состава (до 640 г/т). По сравнению с остальными сериями выделяется серия угандит, мафурит, катунгит, для которой характерны устойчивые содержания циркония порядка 300—400 г/т при повышенных количествах титана.

Ниобия в калиевых породах мало, лишь в калиевых гипербазитах Восточно-Африканской рифтовой системы он составляет 180—190 г/т. В этих же породах установлены максимальные для калиевых серий содержания TR (до 955 г/т).

Медь — характерный элемент калиевых основных пород, содержание ее в несколько раз выше кларка. Количества свинца и серебра на порядок выше кларка для основных пород (в шонкинитах Ирису и Каинды Pb до 500 г/т).

Каждая из магматических серий калиевого ряда имеет свои особенности вещественного состава (см. табл. 42). Выше они отмечались для серии лейцитовый пикрит (угандит), оливиновый мелакальсилитит (мафурит), а также для серии флогопитовый мелалейцитит (волжидит), флогопит-оливиновый лейцитит (седрисит). Выявлены некоторые особенности состава вулканической и интрузивной серий, слагающих единые вулкано-плутонические комплексы на примере Якокутского, Ишимского, Тежсарского

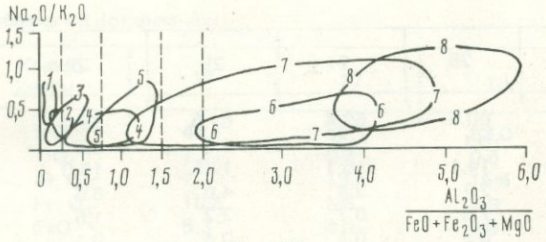


Рис. 57

Рис. 57. Положение пород калиевых щелочных основных серий на графике отношения Na_2O/K_2O к коэффициенту глиноземистости (Еремеев, 1984)

1 — биотитовые перидотиты, 2 — биотитовые, ортоклазовые пироксениты; 3 — пикриты и лимбургиты; 4 — шонкиниты; 5 — лейцитовые тефриты; 6 — псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты; 7 — лейцитовые фонолиты и щелочные трахиты; 8 — щелочные сиениты Инагли

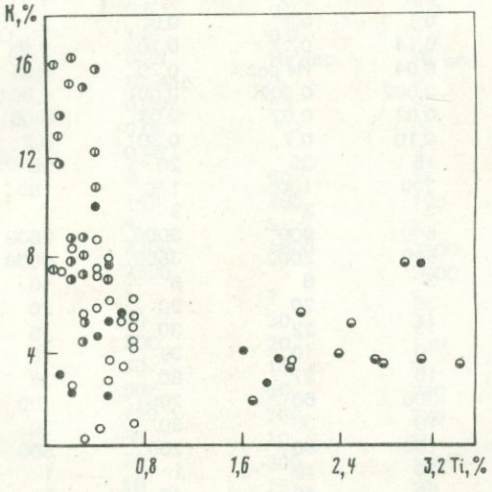


Рис. 58

Рис. 58. График соотношения K и Ti в породах калиевых щелочных магматических серий

Условные обозначения те же, что на рис. 56

Рис. 59. Вариационные диаграммы состава вулканических и интрузивных серий Якокутского (*а*), Ишимского (*б*) и Тежсарского (*в*) комплексов

Якокутский комплекс: 1 — лимбургит, 2 — лейцитовый тефрит, 3 — лейцитит, 4 — лейцитовый фонолит, 5 — щелочной трахит, 6 — калиевый пироксенит, 7 — лейцитовый шонкинит, 8 — псевдолейцитовый сиенит, 9 — щелочной сиенит; Ишимский комплекс: 1 — лейцитовый тефрит, 2 — лейцитовый фонолит, 3 — лейцитовый трахит, 4 — лейцитовый пироксенит, 5 — шонкинит, 6 — псевдолейцитовый сиенит, 7 — нефелиновый сиенит, 8 — кенталленит, 9 — эссексит; Тежсарский комплекс: 1 — лейцитовый тефрит, 2 — трахиандезит, 3 — щелочной трахит, 4 — лейцитовый фонолит, 5 — псевдолейцитовый сиенит, 6 — нефелиновый сиенит, 7 — щелочной сиенит

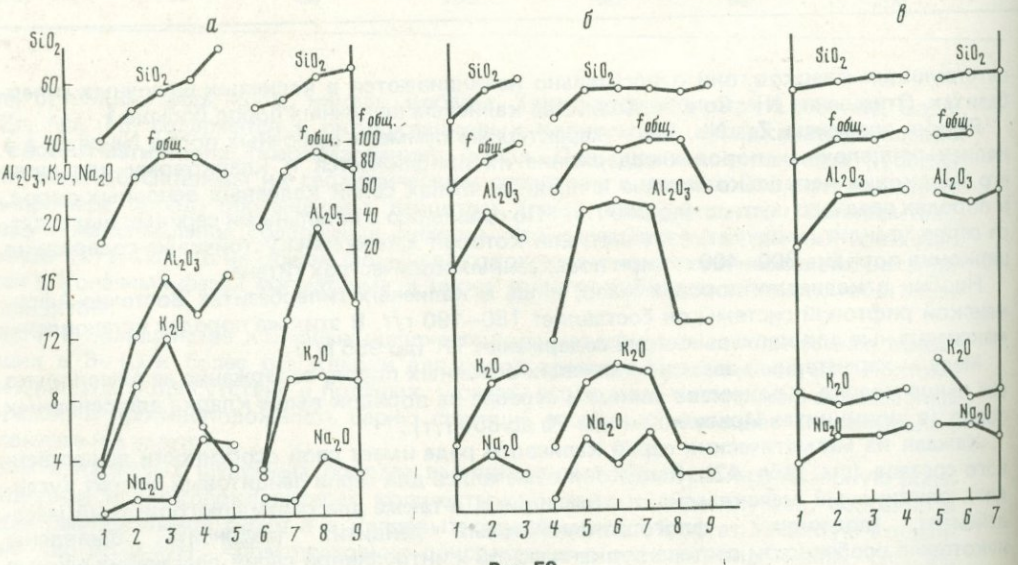


Рис. 59

Таблица 44. Сопоставление калиевых щелочных магматических серий по величинам некоторых геохимических отношений

Магматические серии	Na/K	K/Rb	K/Ba	Sr/Ba	Ti/Nb
Лейцитовый пикрит (угандит), оливиновый мелакальсилитит (мафурит) и др.	0,20—0,44 0,31 (4)	200—290 250 (4)	14—54 34 (4)	0,8—1,0 0,9 (4)	113—203 158 (4)
Флогопитовый мелалейцитит (волжидит), флогопит-оливиновый лейцитит (седрисит) и др.	0,44—0,66 0,50 (3)	Не опр.	6—14 10 (3)	Не опр.	Не опр.
Калиевый щелочной пикрит, лейцитовый тефрит, лейцитит и др.	0,03—0,90 0,39 (9)	88—380 270 (9)	18—58 33 (9)	0,40—1,97 0,76 (9)	110—500 248 (7)
Калиевые перидотит и пироксенит, шонкинит, псевдолейцитовый сиенит и др.	0,13—1,50 0,39 (18)	160—625 306 (18)	1,6—88 23 (18)	0,26—1,77 0,65 (18)	100—4000 594 (18)
Италит, лейцитовый фонолит, щелочной трахит	0,13—0,79 0,40 (6)	130—162 147 (6)	20—98 45 (6)	0,90—1,87 1,50 (6)	Не опр.
Псевдолейцитовый сиенит, биотит-кальсилитовый сиенит, сыннырит и др.	0,08—0,69 0,38 (5)	143—424 236 (5)	19—70 35 (5)	0,09—0,47 0,30 (5)	140—600 250 (5)

Примечание. В числителе — пределы колебания значений, в знаменателе — среднее значение; в скобках — число анализов.

(рис. 59). Вариационные диаграммы подтверждают комагматичность этих серий в отношении химизма и минерального состава: калиевые лимбургиты вполне сопоставимы с интрузивными калиевыми щелочными гипербазитами, а лейцитовые тефриты — с шонкинитами. Во всех рассмотренных комплексах наблюдается синхронное изменение состава магматических серий. Но каждый из комплексов, в свою очередь, обладает некоторыми особенностями: Якокутский характеризуется наиболее контрастной дифференциацией; этот процесс слабее выражен в Тежсарском комплексе; поздняя фаза Ишимского комплекса (включающая кенталлениты и эссекситы) по химизму значительно отличается от других членов интрузивной серии.

В заключение приведем сопоставление магматических щелочных серий калиевого ряда по величинам отношений Na : K, K : Rb, K : Ba, Sr : Ba, Ti : Nb. При общем почти постоянном отношении Na:K породы вулканической серии среднего состава заметно обогащены рубидием и стронцием, а серия лейцитовый пикрит, оливиновый мелакальсилитит—ниобием. Вместе с тем общие черты химизма калиевых щелочных пород отличаются значительным постоянством (табл. 44).

Глава 4

ЩЕЛОЧНЫЕ СЕРИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В СТРУКТУРАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

В условиях достаточно длительного развития глубинных разрывных структур и периодического функционирования каналов — магмоводов, выводящих порции магмы в верхние структурные этажи земной коры, образуются весьма характерные магматические образования — многосерийные или полиформационные магматические комплексы. Здесь в ограниченных объемах сочетаются весьма разнородные интрузивные и (или) вулканические серии. В составе серий могут присутствовать изверженные породы разнообразного состава, но непременным участником ряда серий являются щелочные магматиты. Сочетающиеся серии могут быть комагматичными (вулканическими и интрузивными), но чаще они имеют ярко выраженный полиформационный характер, т.е. возникали из разных магматических источников. Рассмотрим положение щелочных пород в структурах центрального типа.

Магматические комплексы центрального типа представляют собой локальные проявления магматизма с закономерным сочетанием магматических тел в единой структуре центрального типа, дискордантной по отношению к вмещающим толщам. Такие комплексы, как правило, развиваются длительно и объединяют в своем составе целый ряд магматических серий, разновозрастных и нередко генетически разнотипных, т.е. полиформационных (Свешникова, 1973).

Магматические комплексы центрального типа широко распространены в пределах древних платформ, они известны на всех древних платформах и их щитах. В складчатых областях они распространены меньше, однако встречаются в байкалидах (Прибайкалье), каледонидах (Казахстан), герцинидах (Тянь-Шань), мезозоидах (Северо-Восток СССР), альпидах (Малый Кавказ, Италия). Их образование связано с неоднократными периодами оживления глубинных разломов, которые возникали начиная от среднего протерозоя вплоть до кайнозоя. Для ряда полиформационных комплексов установлена значительная длительность образования, связанная с многократным поступлением расплавов по глубинным магмоводам (например, Кургинский комплекс формировался, начиная от 2000 до 300, а Октябрьский от 2700 до 1200 млн. лет). Примерами длительно развивавшихся глубинных разломов, с которыми связаны полиформационные комплексы, являются архейский меридиональный разлом западной части Сибирской платформы, контролирующий размещение центральных магматических комплексов Маймеча-Котуйской провинции, а также глубинные разломы, ограничивающие блоки фундамента Карело-Кольской провинции, архейские и мезозойские разломы Алданского щита и многие другие.

Комплексы центрального типа — многофазные магматические образования, для них нередки многочисленные (более десяти) фазы внедрения порций расплавов. В сравнительно небольшом объеме сочетаются тела интрузивных и эффузивных (эксплозивных и пирокластических) пород. Магматические тела, входящие в состав центральных комплексов, характеризуются типичной формой: это кольцевые (субцилиндрические и колоколообразные), конические (воронкообразные), центральные (штокообразные и лополитообразные) тела, а также серии линейных, кольцевых и конических даек, входящих в структуру комплекса. Вулканогенные образования представлены постройками центрального типа, толщами в кальдерах проседания, трещинными излияниями по кольцевым и линейным разломам. Вокруг центральных комплексов часто развиты группы лакколитов, пачки силлов, мелкие вулканические постройки, скопления штоков, рои даек. Главными и определяющими элементами строения магматических комплексов являются кольцевые и конические тела и контролирующие их разломы. Анализ геологического строения и структуры большого числа центральных магматических комплексов из различных провинций мира пока-

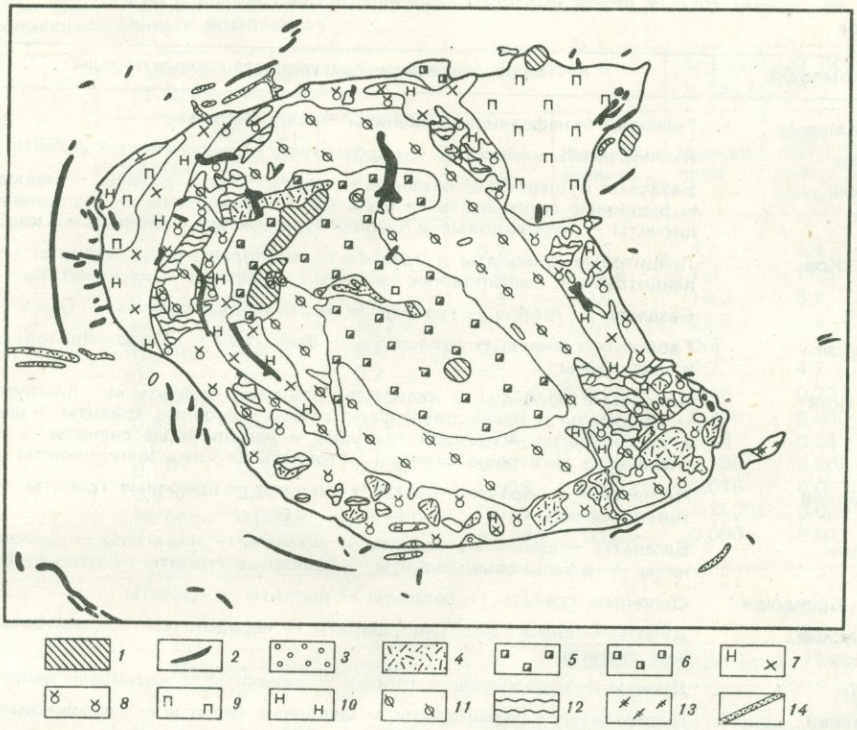


Рис. 60. Схема строения полиформационного магматического комплекса Магнет Ков, штат Арканзас, США (по Erickson, Blade, 1963)

1 — карбонатиты и вторичные фосфориты; *2* — тингауиты; *3* — нефелин-сиенитовые пегматиты, аплиты; *4* — трахиты, содалитовые трахиты, фурчиты, анальцим-оливиновые габбро; *5* — ийолиты; *6* — мельтейгиты; *7* — сиениты с нефелином; *8* — псевдолейцитовые сиениты; *9* — якупирангиты, сфеновые пироксениты; *10* — фельдшпатоидные лейкосиениты; *11* — трахиты, фонолиты и брекчии; *12* — метаморфизованные осадочные породы; *13* — монцониты, диориты, лампрофиры; *14* — жилы кварца с карбонатом, апатитом

зывает разнообразие их строения. Выделяются три класса структур: кольцевые магматические комплексы, конические магматические комплексы и сложные магматические комплексы. Последние имеют полицентральное строение с сочетанием кольцевых и конических тел, со сложным внутренним строением магматических тел (Свешникова, 1973).

При рассмотрении состава магматических комплексов центрального типа поражает разнообразие слагающих их горных пород. Здесь можно найти представителей ультрабазитов, базитов, кислых и щелочных пород, реже встречаются щелочноземельные породы среднего ряда. При этом некоторые комплексы сложены породами, относимыми к единой магматической серии, а другие имеют ясно выраженный многосерийный состав. В этом случае в единой центральной структуре находятся образования нескольких магматических серий, сменяющие друг друга во времени.

Рассмотрим примеры некоторых известных комплексов. Массив Калкфельд (Намибия) начал свое развитие с внедрения гранитов, которые затем были прорваны нефелиновыми сиенитами, завершилось формирование массива образованием карбонатитов. Подобное же совмещение гранитов, щелочных пород и карбонатитов обнаружено в комплексе Тундулу (Малави). Комплекс Айс Ривер (Канада) сначала формировался как типичный карбонатитоносный массив, но затем был прорван нефелиновыми сиенитами (Curril, 1976).

Гулинский вулкано-плутонический комплекс Маймеча-Котуйской провинции обычно рассматривается как образование комагматической серии (Гулинская интрузия . . . , 1961). Он содержит пеструю гамму пород, формировавшихся в восемь (или более) этапов. Здесь развиты перидотиты и дуниты, их эффузивные аналоги —

Таблица 45. Серии горных пород полиформационных магматических комплексов центрального типа

Комплекс	Последовательно образующиеся горные породы
Калкфелд	Граниты* ↦ нефелиновые сиениты → карбонатиты
Айс Ривер	Якупирангиты и ийолиты → карбонатиты ↦ нефелиновые сиениты
Гулинский	Базальты и щелочные базальты ↦ перидотиты и дуниты → меймечиты ↦ ↦ щелочные гипербазиты → мельтейгиты и ийолиты → шонкиниты и малигниты → нефелиновые и щелочные сиениты ↦ ийолиты → карбонатиты
Магнет Ков	Лейцитовые фонолиты и трахиты ↦ якупирангиты и ийолиты ↦ псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты ↦ ийолиты → карбонатиты
Мессум	Базальты → габбро → граниты ↦ нефелиновые сиениты
Марангудзи	Габбро ↦ граниты ↦ пуласкиты → фойяиты ↦ псевдолейцитовые ювиты и малигниты
Якокутский	Кварцевые порфиры ↦ калиевые щелочные базальты и лимбургиты → → лейцититы и лейцитовые фонолиты → щелочные трахиты → шонкиниты и пироксениты → псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты → щелочные сиениты ↦ авгитовые сиениты и трахиты → кварцевые сиениты
Нигерийские	Риолиты ↦ габбро-анортозиты → сиениты → щелочные граниты → биотитовые граниты
Абу Хрук	Базальты → щелочные трахиты и риолиты ↦ эссекситы → щелочные сиениты → нефелиновые сиениты → щелочные граниты ↦ трахидолериты
Эронго, Брандберг	Щелочные граниты ↦ базальты ↦ риолиты → граниты
Инаглинский	Дуниты ↦ сиенит-диорит-порфириты ↦ перидотиты → шонкиниты → щелочные сиениты
Чадский	Дуниты ↦ перидотиты → габбро → эссекситы ↦ кварцевые диориты
Кургинский	Перидотиты ↦ пироксениты → щелочные сиениты ↦ нефелиновые сиениты

*Вертикальная черточка обозначает перерыв в формировании комплекса и смену одной магматической серии другой.

меймечиты, щелочные гипербазиты, мельтейгит-ийолиты (образовавшие две разновременные интрузивные фазы), шонкиниты и малигниты, щелочные и нефелиновые сиениты, карбонатиты. Особенно значителен объем неоднократно внедрявшихся гипербазитов. Шонкиниты и малигниты — породы, не характерные для карбонатитоносных ассоциаций. Интрузивные этапы становления комплекса предварялись базальтовым и щелочно-базальтовым вулканизмом. Таким образом, в Гулинском комплексе представлены следующие магматические серии: щелочно-ультраосновная с карбонатитами, базальтовая и щелочно-базальтоидная, а также калиевая и натриево-калиевая щелочная базит-гипербазитовая.

Комплекс Магнет Ков (США) (рис. 60) имеет не менее сложный состав: ранние лейцитовые фонолиты и трахиты были прорваны якупирангитами и ийолитами. Позднее формировалось кольцо псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов. Затем образовались поздние ийолиты и в заключение карбонатиты (Erickson, Blade, 1963). По-видимому, здесь сочетаются карбонатитоносная калиево-натриевая щелочно-ультраосновная и трахит-фонолитовая калиевая серии, попеременно сменявшие друг друга при формировании центральной структуры.

Примером полиформационного комплекса, включающего габброиды, нефелиновые сиениты и щелочные граниты, может также служить комплекс Мессум в Намибии.

Алданские мезозойские центральные комплексы (Свешникова, Еремеев, 1982) также являются полиформационными. В их составе принимают участие породы нескольких серий: 1) щелочные калиевые базальтоиды и трахиты; 2) шонкиниты и калиевые перидотиты, псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты, щелочные сиениты; 3) субщелочные сиениты; 4) щелочноземельные гранодиориты, граносиениты, граниты. Сочетание этих серий в единых центральных структурах обусловило образование полиформационных комплексов типа Якокутского, Ыллымахского, Томмотского, Мурунского. В пределах Алданского щита известны также три центральные магматические

Таблица 46. Сравнительная характеристика среднего состава (в вес. %) пород полиформационных комплексов

Компоненты	Инаглинский (по материалам Н.В. Еремеева и Е.В. Свешниковой)					Кургинский (Кухаренко и др., 1971)		
	Дуниты	Сиенит-диорит-порфириты	Перидотиты	Шонкиниты	Щелочные сиениты	Перидотиты	Щелочные сиениты	Нефелиновые сиениты
TiO_2	0,1	0,2	0,4	0,7	0,2	4,9	1,4	1,6
Al_2O_3	0,4	17,0	0,8	8,8	15,8	1,4	17,5	17,5
Fe_2O_3 + FeO	6,3	2,3	9,8	9,5	3,3	16,3	6,2	5,8
MgO	49,5	2,6	18,7	13,2	0,7	22,8	1,4	2,4
Na_2O	Не опр.	4,6	0,2	0,9	7,3	0,3	6,4	8,4
K_2O	0,1	4,8	0,2	6,8	6,2	0,2	4,2	3,8
P_2O_5	Не опр.	0,10	2,10	1,30	0,20	0,06	0,23	0,20
Cr_2O_3	0,320	0,005	0,030	0,007	0,010	0,260	0,006	< 0,001
V_2O_5	0,02	0,02	0,07	0,04	0,03	0,13	0,04	0,04
NiO	0,170	0,004	0,030	0,08	0,003	0,150	0,002	0,010
CoO	0,010	0,004	0,010	0,006	0,003	0,016	0,003	0,003
ZrO_2	Не опр.	0,036	Не опр.	0,010	0,010	< 0,001	0,090	0,170
Nb_2O_5	"	< 0,001	"	Не опр.	0,005	0,006	0,021	0,043

Таблица 46 (окончание)

Компоненты	Мессум (Mathias, 1956)			Марангудзи (Cox et. al., 1965)			
	Базальты	Габбро	Граниты	Фойяиты	Габбро	Граниты	Нефелиновые сиениты
TiO_2	0,6	0,8	0,3	0,4	0,5	0,2	0,5
Al_2O_3	16,5	18,5	13,4	21,2	18,3	13,0	23,5
Fe_2O_3 + FeO	9,5	9,5	2,5	3,2	9,2	2,2	6,4
MgO	9,5	9,8	0,1	0,7	7,6	0,2	1,4
Na_2O	1,8	2,4	4,0	7,6	2,1	3,6	7,6
K_2O	0,1	0,5	4,5	5,4	0,3	5,7	6,1
P_2O_5	0,11	0,15	Не опр.	Не опр.	0,08	0,14	0,24
Cr_2O_3	0,042	0,003	"	"	0,028	0,001	Не опр.
V_2O_5	0,02	0,01	"	< 0,01	0,01	< 0,01	"
NiO	0,007	0,014	"	Не опр.	0,07	< 0,001	"
CoO	0,002	0,003	"	"	0,002	Не опр.	"
ZrO_2	0,005	0,005	"	0,011	0,004	0,022	"
Nb_2O_5	Не опр.	Не опр.	"	Не опр.	0,001	0,003	"

структуры, в которых сочетаются особенно контрастные по составу породы: более древние дуниты и перидотиты и мезозойские щелочные и гранитоидные породы (Инаглинский, Чадский и Кондерский полиформационные комплексы).

Приведенные примеры показывают большое разнообразие горных пород, слагающих полиформационные магматические комплексы (табл. 45). При этом вещественный состав и химизм горных пород каждой из слагающих эти комплексы магматической серии нередко отличается значительной контрастностью. Для примера приведены сравнительные данные (табл. 46), характеризующие контрастный состав отдельных фаз магматизма полиформационных комплексов Инаглинского, Кургинского, Мессум и Марангудзи. Содержания наиболее показательных компонентов иллюстрируют резкую смену состава пород от одной серии к другой.

Судя по приведенным выше данным, можно предположить, что пестрота состава центральных магматических комплексов имеет две главные причины.

1. В составе комплексов присутствуют несколько дифференцированных серий

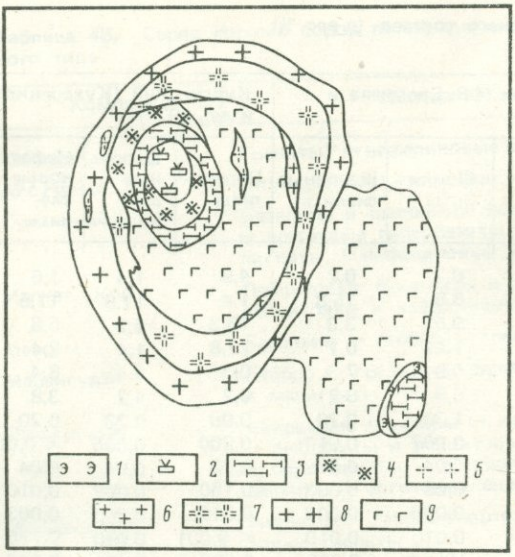


Рис. 61. Схема строения полиформационного магматического комплекса Марангудзи, Зимбабве, по М. Матиасу, (The Alkaline Rocks, 1974)

1 — малигниты; *2* — псевдолейцитовые ювиты; *3* — фойяиты; *4* — пуласкиты; *5* — белые кварцевые сиениты; *6* — микрограниты; *7* — зеленые кварцевые сиениты; *8* — граниты; *9* — габбро

пород, каждая из которых связана с автономным родоначальным расплавом. Родоначальные магмы многообразны по составу: это натриевые и калиевые гипербазитовые, базальтовые, щелочно-базальтовые, щелочно-гранитные и гранитные. Их дифференциация, по-видимому, происходила в глубинных условиях на разных уровнях генерации, а в периферических приповерхностных очагах процесс проявился слабо.

2. Вследствие длительного развития многих центральных структур при неоднократном обновлении магмовода происходит пространственное совмещение разновременных и разнотипных серий магматических пород. При этом более поздние расплавы и растворы часто активно воздействуют на породы более ранних фаз, возникают контактово-реакционные образования, реже магматические тела гибридного состава.

Переходя к вопросу о специфике образования щелочных пород в полиформационных комплексах, заметим, что их положение отличается разнообразием. В ряде случаев щелочной магматизм проявляется уже в начальный этап формирования центральных структур; обычно это явление имеет место в комплексах существенно щелочного состава (Магнет Ков, Айс Ривер, Якокутский и др.). Щелочной магматизм появляется также в начальных этапах магматизма как дифференциат инициальной глубинной гипербазитовой выплавки (Нуанетси, Зимбабве). В других случаях щелочной магматизм представляет собой закономерный дифференциат щелочно-базальтовой магмы (например, в комплексе Абу Хрук, АРЕ). В некоторых полиформационных комплексах щелочной магматизм представляет самостоятельную порцию глубинного расплава, имеющего свою специфику химизма, постмагматических проявлений, активно воздействующих на другие породы комплекса, например в комплексах Калкфельд, Мессум (Намибия), Инаглинском (СССР), Шава (Зимбабве) и др.

К. Кокс (Cox et al., 1965) на примере полиформационного комплекса Нуанетси (Зимбабве) указывает на три способа образования пород повышенной щелочности.

1. В ранний этап магматизма, помимо лимбургитов, пикритов и подчиненных им оливиновых базальтов, образовались тефриты и нефелиниты. Вулканиты всей этой толщи рассматриваются как автономная выплавка вещества мантии пикрит-лимбургитового состава, а щелочные вулканиты — как дифференциаты этого расплава.

2. Позднее, после излияний толеитовых базальтов и сменявших их риолитов, верхи толщи образовали базальты с прослоями базанитов, тефритов и фонолитов, которые рассматриваются как остаточные дифференциаты базальтовой магмы.

3. В заключительный этап магматизма формировались самостоятельные магматические комплексы Марангудзи (рис. 61) и Мадавула, сложенные последовательно образовавшимися габбро, гранитами, пуласкитами, фойяитами, псевдолейцитовыми ювитами и малигнитами (The Alkaline Rocks, 1974).

Происхождение щелочных пород, входящих в состав магматических комплексов центрального типа, в каждом конкретном случае представляет предмет обсуждения ряда исследователей. Отметим лишь в заключение, что для пород центральных магматических комплексов замечена общая повышенная щелочность, особенно при сравнении с одноименными породами других массивов близкого возраста. Это ясно указывает на роль питающих глубинных разломов как проводников флюидов, обогащенных щелочами и некоторыми другими летучими компонентами.

Глава 5

ЩЕЛОЧНЫЕ СЕРИИ В МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ РИФТОВЫХ СИСТЕМ

Рифтовые системы, периодически появляющиеся на континентах и океанах Земли, составляют один из главных типов структур земной коры, тесно связанных в своем развитии с глубокими частями мантии. Сравнительно детально и многопланово изучены в последние годы некоторые кайнозойские рифты (Система рифтов Земли, 1970 и др.), такие, как Восточно-Африканская рифтовая система, Байкальский рифт, система рифтов Бассейнов и Хребтов (США) и др.

Известны признаки для определения принадлежности структур земной коры к рифтовым системам (Хаин, 1981; Боголепов, 1977). К их числу относятся линейно-вытянутое утонение земной коры и ее локальное аркообразное вздутие с последующими разрывами и сдвигами, формирующими системы горстов и грабенов. Для рифтовых систем также характерна зона разуплотнения верхней мантии (7,0—7,8 км/с), резко повышенные тепловой поток и сейсмичность, высокая проницаемость для магм.

Кроме ясно выраженных морфологически и геологически кайнозойских рифтов, установлены более древние рифтовые системы, такие, как Лаврентийская (Канада), Красноморский и Гардарский рифты, формирование которых началось в протерозое, рифт Осло и рифтовая система юго-восточной части Восточно-Европейской платформы, заложенные в палеозое, мезозойская Центрально-Азиатская рифтовая система (Континентальные рифты . . . , 1981).

Представляет интерес определить как характерные особенности известных рифтовых систем, так и основные черты связанного с ними магматизма. Нами рассмотрено в этом плане 13 рифтовых систем и отдельных рифтов из числа наиболее изученных (табл. 47). Приведем весьма краткие сведения для некоторых из них.

Лаврентийская рифтовая система формировалась в позднем протерозое (начиная с 975 млн. лет) на Северо-Американской платформе и находится на границе Канадского щита и Аппалачского складчатого пояса, захватывая своим влиянием обе эти структуры. Рифтовая система имеет сложное строение. В ее пределах грабены пересекаются друг с другом или разделены приподнятыми блоками фундамента (Kumarapeli, Saull, 1966). Магматизм проявился в несколько этапов в течение длительного периода времени (1000—820; 565; 450; 110 млн. лет). Состав многочисленных магматических проявлений (штоки, силлы, некки, дайки) преимущественно щелочной, но вместе с тем нередки сиенит-гранитные массивы разного возраста, которые приурочены к бортам грабенов, реже они сопутствуют щелочным проявлениям. Среди последних проявляются две серии с калиево-натриевой линией химизма: 1) щелочных и основных пород; 2) щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами.

Осло-рифт расположен в западной части Балтийского щита среди толщ докембрийских гнейсов, перекрытых в северной части осадочными отложениями нижнего палеозоя. Простирание рифта субмеридиональное (север-северо-восток). Он выражен в виде огромного Осло-грабена, дно которого опустилось на глубину до 2 км; последний сопряжен с поперечной ему структурой Датско-Польской депрессии. Формирование рифта (The Oslo paleorift, 1978) началось в среднем палеозое, когда в связи с диапиризмом верхней мантии произошло растяжение, утонение и растрескивание коры с образованием на поверхности пологой впадины. В начале перми частичное плавление мантии и подъем расплавов по глубинным разломам вызвали сводообразование коры, формирование грабена и интенсивный вулканизм (базальты и базаниты, затем базальты, перемежающиеся с ромбенпорфирами). Вслед за инициальным вулканизмом началось формирование кальдер и кольцевых вулкано-плутонических комп-

Таблица 47. Сравнительная характеристика щелочного магматизма рифтовых систем

Рифтовая система, рифт	Время формирования (в млн. лет)	Характеристика рифтовой структуры	Место магматизма в рифтообразовании	Характерные щелочные ассоциации	Сопутствующие породы нормального и субщелочного рядов	Взаимоотношение щелочных серий с сериями субщелочного и нормального рядов
Лаврентийская	975—110	Развитие на границе Канадского щита и Апалачского складчатого пояса, сложная система грабенов и горстов	От начала формирования рифта до завершения. В бортах грабенов и в прилегающих поднятиях	Щелочные сиениты, карбонатиты Габбро, эссекситы, фельдшпатоидные сиениты Окаиты, якупирангиты, карбонатиты, ийолиты	Сиениты, нордмаркиты, граниты	Автономные проявления и совмещения
Осло	355—136	Сводовое поднятие юго-западной части Балтийского щита, грабен Осло	Весь период развития рифта в грабене и его плечах	Субщелочные базальты, базаниты, ромбен-порфиры, риолиты Ларвикиты, лардалиты, фойяиты, гедрумиты, щелочные граниты, ослоэссекситы	Оливиновые базальты и толеиты-латиты, трахиты, риолиты Граниты, монцониты, нордмаркиты Пироксениты, габбро-диориты	Тесное структурное и временное совмещение
Юго-восточная часть Восточно-Европейской платформы (Донбасс и др.)	380—160	Сквозная система грабенов и горстов на поднятии Украинского щита и Восточно-Европейской платформы	Весь период развития рифтовой системы в грабенах и разделяющих их горстах на плечах поднятия	Лимбургиты, лейцитовые и нефелиновые базальты, нефелиниты, лейциты, лейцитовые фонолиты Малигниты, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты Пикриты, шонкиниты, сиениты	Оливиниты, пироксениты, габбро Пикриты, базальты, трахибазальты, трахиты, липариты	Автономное и совместное проявление
Центрально-Азиатская (Алданский щит и др.)	190—90	Сквозная система грабенов и горстов. Сводовые поднятия Алданского щита и прилегающих байкалид, каледонид. Крупные глыбовые подвижки	Весь период развития рифтовой системы (на Алданском щите), на плечах рифтов	Лимбургиты, лейцитовые тефриты, лейциты, трахиты Перидотиты, шонкиниты, нефелиновые псевдолейцитовые сиениты. Щелочные сиениты, эгириновые граниты	Андезиты, трахиты, липариты Монцониты, сиениты, нордмаркиты, граниты	Автономные проявления Местами тесное совмещение
Байкальский	60—0,1	Саяно-Байкальское сводовое поднятие, грабен оз. Байкал	Весь период развития рифта, магматизм на его плечах и прилегающих поднятиях	Субщелочные базальты, нефелиновые базаниты, щелочные трахиты	Гавайиты, муджиериты, бенморитты, трахиты и др.	В отдельных пунктах субщелочные серии сменяются более поздними щелочными базальтоидами
Центрально-Европейская рифтовая система	66—0,1	Чешско-Силезское, Рейнское и Центрально-Французское сводовые поднятия, рифты на них	Весь период развития рифтовой системы	Лимбургиты, нефелиниты, мелилититы, лейциты, фонолиты Авгититы, анкаратриты, нефелиновые и лейцитовые базаниты, тефриты, фонолиты, трахиты Эссекситы, шонкиниты,	Базальты, андезиты, латиты, трахиты, дациты, риолиты Базальты, гавайиты, муджиериты, бенморитты, трахиты	Щелочные вулканиты перемежаются с субщелочными; в Высоком Эйфеле только субщелочные вулканиты

				фельдшпатоидные сиениты, карбонатиты Ийолиты, пироксениты, канкринит-нефелиновые сиениты, карбонатиты		
Балкан	80—2	Македоно-Родопское сводовое поднятие, Струмско-Вардарский и другие рифты, продольные и поперечные грабены	Весь период сводообразования и развития грабенов	Лейцититы, лейцитовые фонолиты, лейцитовые трахиты	Трахибазальты, андезиты, латиты, риолиты Кварцевые диориты, гранодиориты	Автономные проявления
Леванта	80—2	Система грабенов на краю Аравийского щита	До начала образования грабенов и в период их формирования	Фонолиты Щелочные базальты и долериты Щелочные трахиты и карбонатиты Щелочные граниты	Трахиты Оливиновые базальты	Субщелочной вулканизм сопровождает щелочной
Красноморский	735—35	Поднятие Аравийско-Нубийского щита, длительно развивающиеся глубинные разломы, впадина Красноморского рифта	Дорифтовый магматизм в период сводообразования в связи с глубинными разломами, при рифтогенезе их обновление и продолжение магматизма	Эссекситы, щелочные и нефелиновые сиениты, уртиты, карбонатиты Щелочные базальтоиды, щелочные трахиты и карбонатиты	Дуниты, габбро, анортозиты, сиенито-диорит, граниты Базальты, андезиты, дациты, риолиты	Субщелочные ассоциации предваряют и сопровождают щелочные
Эфиопская	60—2	Поднятие Северо-Восточной Африки и Аравии, узел сочленения Эфиопского, Красноморского и Аденского рифтов	Весь период сводообразования и рифтогенеза	Щелочные базальтоиды, лимбургиты Пантеллериты, трахиты, комендиты, фонолиты Габбро, щелочные сиениты, щелочные граниты	Оливиновые базальты, Риолиты, трахиты	Щелочные породы преобладают, субщелочные сопутствуют
Восточно-Африканская	31—0,1	Сводовые поднятия системы грабенов и поперечных нарушений	Весь период сводообразования и рифтогенеза в грабенах и на плечах сводов	Меланефелиниты, фонолиты, карбонатиты Платофонолиты, пироксениты, турьяиты, мельтейгит-уртиты, карбонатиты Пантеллериты, комендиты Мафуриты, катунгиты, угандиты, мелилититы	Базальты, трахиты, риолиты Риолиты, микрофельзиты	Субщелочные вулканиты сопровождают щелочные
Бассейнов и Хребтов	43—0,2	Продолжение на континент Восточно-Тихоокеанского рифта	Весь период формирования рифтовой системы (в два этапа)	Щелочные риолиты Щелочные базальты	Риолиты Андезиты	Преобладает субщелочной вулканизм
Исландии	40—0	Продолжение Срединно-Атлантического рифта	В период развития рифта	Нет	Толеиты и оливиновые базальты, ийолиты	Преобладают толеитовые серии

лексов, в строении которых участвуют вулканиты: базальты, ромбен-порфиры, латиты и трахиты, щелочные риолиты, а в следующих за ними интрузивных телах — биотитовые граниты, монцониты, ларвикиты и лардалиты, фойяиты — гедрумиты, нордмаркиты и щелочные граниты. Более поздними являются мелкие штоки габбро и эссекситов. В заключительную стадию (триас) образовались многофазные интрузии монцонитов, нордмаркитов и биотитовых гранитов. Магматизм в незначительных масштабах проявился затем в позднем мезозое (дайки диабазов и трахитов-сиенитов) и палеоцене (базальтовый вулкан Скагеррак).

Щелочные серии пермо-триасового магматизма Осло-рифта представлены вулканитами (лавы, игнимбриты, туфы): нефелинсодержащими оливиновыми трахибазальтами (2,5% Ne), базанитами (10% Ne), щелочными ромбенпорфирами и щелочными риолитами. Щелочные базальтоиды встречаются в виде небольших прослоев в нижней части толщ базальтов; щелочные ромбенпорфиры и риолиты приурочены к верхним частям разрезов вулканитов. Интрузивные щелочные породы образуют серию щелочных сиенитов (ларвикитов), а также нефелиновых сиенитов (лардалитов, фойяитов, гедрумитов) и заключающих ассоциацию щелочных гранитов. Обособленно развиты Осло-эссекситы с нефелином, которые ассоциируют с габбро, пироксенитами и анортозитами, а также с поздними диоритами.

Рифтовая система юго-восточной части Восточно-Европейской платформы представляет собой сквозную зону запад-северо-западного простирания, секущую Украинский кристаллический щит и фундамент Восточно-Европейской платформы. Это система грабенов (Донецкий, Днепровский, Припятский), разделенных приподнятыми блоками фундамента (так называемыми седловинами и валами). Формирование рифтовой системы происходило в период от среднего до конца позднего палеозоя, а в мезозое (юра) ее развитие в основном закончилось. Для этой рифтовой системы характерно многократное проявление вулканизма и интрузивного магматизма. Повторяющиеся во времени серии щелочных пород включают следующие: щелочные — ультраосновные; фельдшпатоидных сиенитов и щелочных трахитов — фонолитов; щелочных основных пород, причем все они имеют калиево-натриевый характер щелочности. Одновременно или близко по времени развивался известково-щелочной вулканизм. Наиболее ранние образования представлены гипербазитами и габброидами.

Центрально-Азиатская (Монголо-Южноякутская) рифтовая система—крупнейшая сквозьструктурная система, которая развиваясь в мезозое, захватила широкую полосу Алданского щита, а также байкалид и каледонид Прибайкалья и Северной Монголии (Ициксон, Красный, 1970). Рифтовые грабены формировались на сводовых поднятиях, в пределах которых в это время происходила деструкция со сложными блоковыми движениями фундамента. Для той части рифтовой системы, которая в широтном направлении рассекает Алданский щит, характерно многоэтапное проявление мезозойского магматизма: в позднем триасе—ранней юре преобладало образование мелких тел кварцевых порфиров; в средней — поздней юре широко проявился щелочной вулканизм, а также интрузивные тела монцонит-сиенитовой ассоциации: в поздней юре — раннем мелу образовалась основная масса интрузивных тел полиформационных комплексов центрального типа, в составе которых имеются калиевые щелочные породы и более поздние субщелочные сиениты; в это же время образовались силлы и лакколиты монцонит-сиенитовой и гранодиорит-сиенит-диоритовой серии; в позднем мелу широко распространились дайки щелочных и субщелочных пород, образовались диатремы кимберлитов, пространственно связанные с шонкинитами и сиенитами.

Все серии щелочных вулканических и интрузивных пород, помимо упомянутой кимберлитовой, характеризуются ясно выраженной калиевой спецификой химизма; лишь в наиболее поздних их членах — щелочных сиенитах и гранитах — натрий превалирует над калием.

Байкальский кайнозойский рифт образовался на Саяно-Байкальском сводовом поднятии с рифтовым опусканием внутри него и широко проявленным вулканизмом на юго-западном и северо-восточном флангах рифтовой зоны. Некоторые из районов вулканизма (Витимское плоскогорье, Восточная Тува) выходят за пределы собственно рифтовой зоны, но тесно связаны с ней по времени и по характеру тектонических преобразований. Выделено пять этапов вулканизма (Киселев и др., 1979) от палеогена до голоцена. В составе вулканитов преобладают базальты щелочной и толеитовой

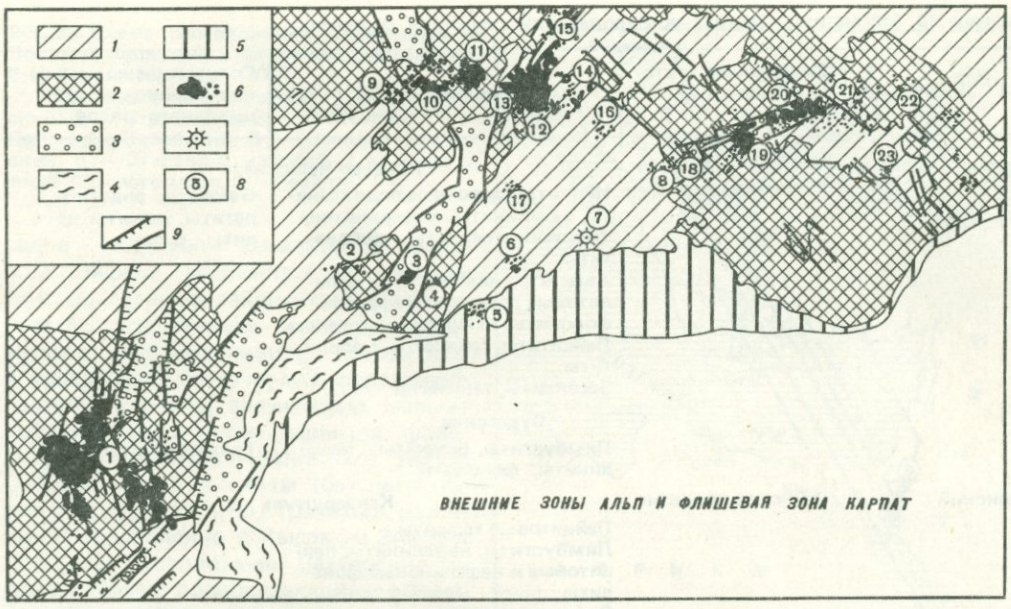


Рис. 62. Проявление кайнозойского магматизма в Центрально-Европейской рифтовой системе (по схеме Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского, 1973)

1 — эпипалеозойская платформа; *2* — участки платформы, испытавшие поднятия; *3* — наложенные кайнозойские грабены и впадины; *4* — участки эпипалеозойской платформы, испытавшие альпийскую складчатость; *5* — альпийский краевой прогиб; *6* — олигоцен — четвертичные вулканиты; *7* — четвертичный вулкан; *8* — вулканические поля и области (цифры в кружках): 1 — Центрально-Французская; 2–8 — Южно-Рейнская: 2 — Вогезы, 3 — Кайзерштуль, 4 — Шварцвальд, 5 — Хегау, 6 — Урах, 7 — Нордлингенский, 8 — Фихтельгебирге; 9–17 — Северо-Рейнская: 9 — Эйфель, 10 — Лаахер, 11 — Зибенгебирге, 12 — Вестервальд, 13 — Фогельсберг, 14 — Рен, 15 — Гессен, 16 — Оденвальд, 17 — Катценбукель; 18–23 — Чешско-Силезская: 18 — Чеб, 19 — Дуповские горы, 20 — Чешское Среднегорье, 21 — Лаузитц, 22 — Силезия, 23 — Низки Жесеник); *9* — разломы и сбросы

серий; более кремнекислые породы встречаются редко и в незначительных объемах. Увеличение или уменьшение щелочности, по мнению указанных авторов, не приурочено к определенному периоду вулканической активности. Но в пределах отдельных лавовых полей или вулканических построек замечена смена известково-щелочных (умереннощелочных) базальтов более поздними базанитами. От классической натровой серии гавайских лав щелочные базальтоиды Байкальского рифта отличаются повышенной калиевостью (K/Na 0,46–0,61%) и низкой магнезиальностью (MgO 9,5–5,8%).

Центрально-Европейская рифтовая система развивалась на сводовых поднятиях эпипалеозойской платформы. На западе грабены Лимажа и Роны-Соны образовались на поднятии Центрального Французского массива, в центре Рейнский рифт развивался на Рейнском своде, на востоке Северо-Чешский рифт формировался в пределах Чешско-Силезского поднятия. Существуют схемы (Kopecky, 1974), на которых, сопряжены все три рифта, однако в сущности их развитие ограничено размерами сводовых поднятий, разделенных площадями, не вовлеченными в эти поднятия (рис. 62). С юга их распространение ограничено дугой Альпийской геосинклинали. Допускается продолжение Рейнского рифта на север вплоть до грабена Осло.

Магматизм рифтовой системы отличается широким распространением щелочных серий при подчиненном развитии пород нормальной и повышенной щелочности (табл. 48).

Грабены Лимажа и Роны-Соны (Центрально-Французский массив) субмеридионального простирания развивались в обрамлении древних разломов, обновленных в третичное и четвертичное время. Вулканизм распространился как непосредственно вблизи грабенов, так и на окружающих поднятиях. Выделяются два района различных по составу вулканических проявлений: в районе Канталь развиты лейцитовые оливиновые тефриты (базаниты), лейцитовые нефелиниты, анкаратриты, а в районе Велай широко

Таблица 48. Магматизм Центрально-Европейской рифтовой системы

Рифт	Вмещающая тектоническая структура	Щелочные серии	Сопутствующие серии нормального и субщелочного рядов
Северо-Чешский	Чешско-Силезское поднятие	**Северо-Чешские**	
		Ийолиты, щелочные пироксениты, шонкиниты, канкринит-нефелиновые сиениты, карбонатиты	Базальты, андезиты, латиты, трахиты, дациты, риолиты
		Авгититы, лимбургиты, мелилитовые базальты, тефриты, фонолиты, лейцитовые трахиты	
		Лейцититы, гаюиниты, мелилититы	
		Эссекситы, тешениты	
		Судетские	
		Лимбургиты, базаниты, нефелиниты, фонолиты	Трахиандезиты
Рейнский	Рейнское поднятие	**Кайзерштуль**	
		Лейцитовые тефриты	—
		Лимбургиты, нефелиниты, лейцитовые и нефелиновые фонолиты	
		Эссексит-тералиты, шонкиниты, фойяиты, гаюинофиры, содалитовые сиениты, карбонатиты	
		Гессен, Фогельсберг и др.	
		Щелочные базальты, мелилитовые нефелиниты, базаниты, лимбургиты	—
		Лаахерские туфовые поля	
		Фонолиты и тефриты (обломки)	
		Западный Эйфель	**Высокий Эйфель**
		Лейцититы, нефелиниты, мелилититы, мало тефритов, фонолитов	Базальты, гавайиты, муджиериты, трахиты
		Базаниты, мало нефелинитов, фонолитов, трахитов	
		Фонолиты, щелочные трахиты	
Грабены Роны-Соны и Лимажа	Поднятие Французского массива	Лейцитовые базаниты, лейцитовые нефелиниты, анкаратриты	Базальты, гавайиты, муджиериты, бенморитты, трахиты

представлены лавы и экструзии фонолитов и щелочных трахитов. Щелочным породам в ряде мест сопутствует известково-щелочной вулканизм (базальты, гавайиты, муджиериты, бенмориты, трахиты).

К Рейнскому рифту приурочены разнообразные магматические проявления от Кайзерштуля, Вогезов и Шварцвальда на юге до Гессена — на севере. В северной части рифта вулканизм проявился особенно широко, он приурочен к поперечной дизъюнктивной структуре — Северо-Рейнской дуге.

Кайзерштуль — сложный вулкано-плутон, расположенный в пределах грабена. Его формирование (Carbonatite, 1966) началось в олигоцене с образования стратовулкана, сложенного полигенными туфами и брекчиями, где преобладают обломки лейцитовых тефритов. Затем произошли излияния лав оливиновых нефелинитов, тефритов, лимбургитов, образовались покровы фонолитовых туфов. Следующий этап знаменовался развитием фонолитовых штоков. В центре магматогенной структуры формировались субвулканические тела эссекситов и тералитов. В заключение по жерлу центрального вулкана внедрились карбонатиты.

Северо-Рейнская вулканическая дуга отражает разнообразие проявленных в рифтовой области вулканитов. Ее западную часть представляет вулканизм Эйфеля. В этом регионе в олигоцене получили распространение щелочные базальты и трахиты, а в ми-

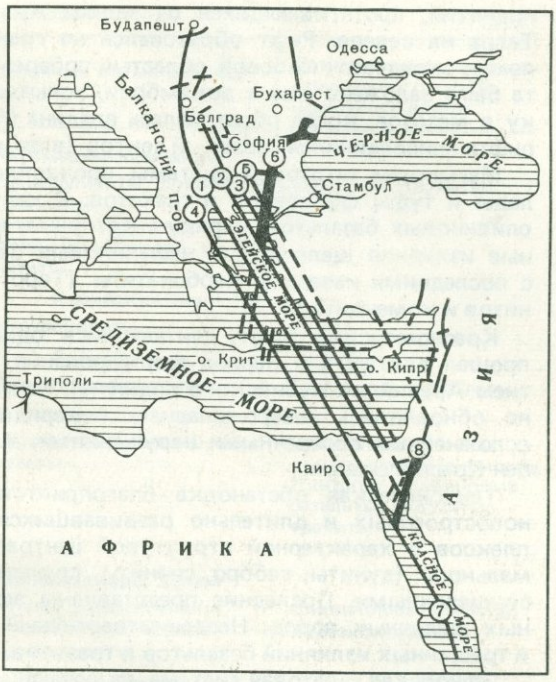


Рис. 63. Схема расположения Балканских и Восточно-Африкано-Аравийских рифтов (по В.Н. Гергелчеву и др., 1977)

Рифты (цифры в кружках) : 1 — Вардарский, 2 — Струмский, 3 — Местенский, 4 — Прилепско-Эвбейский, 5 — Западно-Болгарский, 6 — Эгейско-Дунайский, 7 — осевого трога Красного моря, 8 — Леванта

оцене — щелочные базальты. В Западном Эйфеле множество эруптивных центров сложено лейцититами, нефелинитами, подчиненное значение имеют мелилитовые нефелиниты, мелилититы и базаниты. В Восточном Эйфеле преобладают базаниты, значительно меньше нефелинитов, а также тефритов, фонолитов и трахитов (Schminke, 1977). Субщелочной вулканизм (базальты, гавайиты, муджиериты, трахиты) развивался обособленно в Высоком Эйфеле. Восточнее расположены Лаахерские туфовые поля с преобладающими обломками фонолитов и тефритов.

В области пересечения Северо-Рейнской вулканической дуги с Рейнским грабеном расположено обширное поле вулканитов Фогельсберга. Севернее (Гессен) и восточнее (Рён) его рассеяны мелкие проявления вулканизма. Повсюду распространена ассоциация щелочных оливиновых базальтов с оливин-мелилитовыми нефелинитами и лимбургитами. Изредка встречаются отдельные проявления базальтов толеитового типа (Wedepohl, 1968).

Северо-Чешский (Огржецкий) рифт (Кореску, 1974) развивался в третичное время на Чешско-Силезском поднятии (Богемский массив). Последнее формировалось длительно, начиная со среднего палеозоя. Третичный магматизм приурочен главным образом к рифту или его поднятым плечам, а в его северном окончании — к поперечной зоне разломов северо-восточного простирания в виде мелких потоков лав, покровов туфов, некков, штоков, даек. Распространены следующие серии: 1) ийолиты, щелочные пироксениты, шонкиниты, канкринит-нефелиновые сиениты и карбонатиты. Породы этой серии представлены ксенолитами в вулканитах; 2) авгититы, лимбургиты, мелилитовые базальты, тефриты, фонолиты, лейцитовые трахиты; 3) лейцититы, гаюиниты, мелилититы; 4) эссекситы, тешениты.

В Судетах распространены мелкие тела лимбургитов, базанитов, нефелинитов, фонолитов (Smulikowski, 1957). Щелочные породы сопровождаются небольшим количеством тел базальтов, андезитов, латитов, трахитов, дацитов и риолитов.

Рифтовая мезо-кайнозойская система Балкан занимает центральную и восточную часть Балканского полуострова и продолжается на острова Эгейского моря и западную часть Турции. Широко проявленные грабены Струмско-Вардарского пояса имеют северо-запад — юго-восточное простирание, параллельное простиранию рифта Красного моря. Их сечет меридиональная Эгейско-Дунайская рифтовая зона, параллельная рифту Леванта (рис. 63). В развитии рифтовой системы выделяются четыре стадии (Гергелчев и др., 1977) : поздний мел, эоцен-олигоцен, миоцен и плейстоцен. К Струмско-Вардарскому рифтовому поясу тяготеют проявления вулканизма субщелочного типа с серией: базальт, андезит, латит. В бортах грабенов размещены небольшие тела риолитов и дацитов, а также кварцевых диоритов и гранодиоритов. Наиболее молодые мелкие вулканические тела сложены трахибазальтами, меланотрахитами, лейцититами, лейцитовыми фонолитами и трахитами. Встречаются тела лейцитовых перидотитов и мелалейцититов (Terzič, 1981).

Рифт Леванта, или Западно-Аравийская рифтовая система, имеет субмеридиональное простирание и состоит из серии глубинных разломов и сопряженных впадин и

поднятий, протягивающихся от залива Акаба на юге до альпийской геосинклинали Тавра на севере. Рифт образовался на границе между Восточно-Иорданским выступом и складчато-глыбовой областью побережья Средиземного моря. Южная часть рифта была заложена еще в докембрии, испытала многократное обновление и перестройку в мезозое, когда образовалась впадина Мертвого моря; в кайнозое к южной части рифта присоединился северный сектор (впадина Эль-Габ).

Магматизм рифтовой системы проявлялся многократно. В мезозое образовались лавы и туфы фонолитов и трахитов. В кайнозое широко распространились покровы оливиновых базальтов, наряду с которыми вблизи рифтовых впадин имеются трещинные излияния щелочных и нефелиновых базальтоидов, щелочных трахитов. В связи с последними известны карбонатиты (Тарр). Имеются небольшие тела щелочных гранитов и комендитов.

Красноморский рифт, считающийся одним из молодых рифтовых образований, прошел длительный период формирования. Он начался в позднем докембрии развитием Аравийско-Нубийского поднятия, на котором широко проявились и неоднократно обновлялись северо-западная и меридиональная системы глубинных разломов, осложненных поперечными нарушениями. И лишь в кайнозое формировался сам грабен Красного моря.

Тектоническая обстановка благоприятствовала развитию многочисленных сложнопостроенных и длительно развивавшихся полиформационных магматических комплексов с характерной структурой центрального типа. Здесь сочетаются серии нормального (дуниты, габбро, сиениты, граниты или базальты, андезиты, риолиты) ряда со щелочными. Последние представлены эффузивной и интрузивной сериями основных щелочных пород. Неоген-четвертичный вулканизм проявлен в виде центральных и трещинных излияний базальтов и трахитов.

Эфиопская рифтовая система, включающая рифты Эфиопии, Сомали и Йемена (Казьмин, Кочемасов, 1976), образована на мощном сводовом поднятии, особенно интенсивно развивавшемся в мезозое. Здесь сходятся рифтовые зоны трех направлений: север-северо-западного (рифт Красного моря), восток-северо-восточного (рифт Аденского залива) и юг-юго-западного (главный рифт Эфиопии).

Вулканические толщи занимают здесь площадь 700 000 км^2 (Короновский, 1971). Более ранние щелочные палеогеновые базальты образуют мощные покровы лав. Их во времени сменяют щитовые вулканы, сложенные щелочными базальтоидами, в верхах разреза присутствуют лимбургиты, авгититы, а также трахилипариты, комендиты, пантеллериты, фонолиты.

В позднем плиоцене широко распространились пантеллеритовые игнимбриты (150 000 км^2); на поздних стадиях формировались стратовулканы, сложенные лавами и туфами трахитов, фонолитов, пантеллеритов, комендитов.

В четвертичное время площадь вулканизма резко сократилась, развивались вулканы центрального типа. В одних из них представлен щелочно-базальтоидный магматизм. В других имеют место кислые вулканиты, приуроченные главным образом к грабенам и их обрамлениям. По времени образования предполагается, что кислые вулканиты (риолиты, трахиты, комендиты) предшествовали базальтам.

Имеются также кольцевые вулкано-плутонические комплексы, сложенные габбро, щелочными сиенитами и гранитами, а также щелочными трахитами, фонолитами и щелочными базальтами.

Восточно-Африканская рифтовая система — гигантская структура, которая образовалась в кайнозое на Восточно-Африканском поднятии, охватившем как архейские щиты, так и протерозойские складчатые зоны (Белоусов и др., 1974). В пределах поднятия шло развитие многочисленных сводов, в осевой части которых затем возникли рифтовые грабены. Последние в заключительную стадию были осложнены поперечными нарушениями и подвижками отдельных блоков. Вулканизм проявился еще на ранней стадии сводообразования, а после возникновения грабенов концентрировался в последних, в меньшей степени — на крыльях сводов. Характерна приуроченность крупных вулканических полей, центральных вулканов и интрузивных массивов к поперечным разломам и ступенчато-глыбовым зонам.

Рассмотрим особенности магматизма восточной и западной ветвей Восточно-Африканской рифтовой системы (табл. 49).

Магматизм восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы имеет ши-

Таблица 49. Магматизм Восточно-Африканской рифтовой системы

Рифтогенная структура	Вмещающая тектоническая структура	Щелочные магматические серии	Сопутствующие серии нормального и субщелочного рядов
Восточная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы	Сводовое поднятие толщ докембрия, система грабенов и поперечных нарушений	**Карамоджа-Кавирондо** Меланефелиниты, фонолиты, карбонатиты Пироксениты, турьяиты, мельтейгиты—уртиты, карбонатиты	Базальты, риолиты
		Кенийский свод Плато-фонолиты	
		Содиман и др. Нефелиниты, фонолиты	Оливиновые базальты
		Эсимингор и др. Фонолиты, нефелиниты, карбонатиты	Оливиновые базальты, трахиты Нгоронгоро Пикриты, оливиновые базальты, андезиты, трахиты
		Килиманджаро, Хананг Пикриты, меланефелиниты, мелилититы, нефелиниты, фонолиты	Оливиновые базальты, андезибазальты
		Гора Кения Фонолиты, щелочные трахиты Нефелиновые сиениты	Базальты, трахиты
		Олдоньо-Ленгаи, Меру Оливиновые меланефелиниты, нефелиниты, агпаитовые фонолиты, щелочные карбонатиты Йиолит-уртиты, биотитовые пироксениты	**Наиваша и др.** Базальты, трахиты, кварцевые трахиты, пантеллериты, комендиты
Западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы	Система грабенов, горстов и поперечных разломов	**Форт Портал** Мелилит-нефелиновые лейцититы, карбонатиты	
		Буньярунгуру и др. Мафуриты, катунгиты, угандиты, мелилититы	
		Вирунга Угандиты, мелилититы, лейцититы, нефелиниты, лейцитовые базаниты	**Южное Киву** Базальты, андезибазальты, лигниты, трахиты
			Кахуси, Биега Риолиты, микрофельзиты, кварцевые порфиры
		Рунгве Фонолиты, тефриты	Базальты, трахиты

Таблица 50. Обобщенный разрез вулканических образований Кенийской рифтовой зоны, по Д.К. Бейли (The Alkaline Rocks, 1974)

Время образования	Последовательность проявлений вулканической деятельности	Тектонические события
Современные и плейстоцен	Мелкие базальтовые конусы	Возобновление незначительных смещений на дне рифтовой долины
	Штоки комендитов и риолитов	Образование сети разломов, обусловивших проседание и дробление дна рифтовой долины
	Образование кальдер в пределах рифта, сопровождающееся фонолит-трахитовым вулканизмом. Формирование вулканов Кении и Килиманджаро	Образование грабенообразных структур — ранняя стадия формирования сети разломов на дне рифта
Плиоцен	Игнимбриты трахитов, покровы трахитов на дне рифтовой долины	Флексуроподобное прогибание дна рифтовой долины, особенно в ее северной части
	Базальты и базаниты на дне рифтовой долины	
	Извержения нефелинит-трахитовых пирокластов из вулканов, расположенных на дне рифта	Воздымание плечей рифта
Верхний и средний миоцен	Интенсивные трещинные излияния фонолитов на обширной площади	Заложение главных разломов на западном фланге рифта. Образование отдельных разломов на восточном фланге рифта
		Моноклинальное флексуроподобное проседание дна рифтовой долины
	Извержение щелочных базальтов и их туфов из большого числа мелких центров	Слабое прогибание дна рифтовой долины
	Извержение нефелинитов, мелилититов, внедрение щелочных магматических пород и карбонатитов в районе залива Кавирондо	Сводообразование на западе Центральной Кении
		Формирование миоценовых осадков. Стабильный период — образование предмиоценовой эрозионной поверхности

рокий ареал распространения, сопоставимый с общей обширной структурой Кенийского и других сводов. Подмечена поперечная возрастная зональность в распределении магматизма: от краевых частей свода, где расположены ранние проявления к осевой части грабенов с наиболее молодым вулканизмом. Выделяется пять основных этапов магматизма (Белоусов и др., 1974): 1) N_1^{1-2} — базальтовый и риолитовый вулканизм северного окончания Кенийского свода. Одновременно на его западном крыле формировались щелочно-карбонатитовые комплексы Морото, Напак, Кадам и др.; 2) N_1^3 — фонолитовый плато-вулканизм центральной части растущего Кенийского свода; 3) N_2^{1-2} — щелочной вулканизм в осевой зоне, осложненной разломами (Эсимингор, др.); 4) N_2^{2-3} оливин-базальтовый и трахитовый вулканизм в грабенах: центральные вулканы с щелочным ультраосновным вулканизмом в поперечных грабенах и зонах разломов (Килиманджаро, Хананг); 5) Q — ослабление вулканической деятельности в грабенах, где развиваются отдельные щелочные вулканы центрального типа (Олдоньо-Ленгаи, Меру, Силали, Мененгаи и др.).

Развитие рифтовой зоны Кенийского свода и связанного с ней вулканизма более подробно охарактеризовано в табл. 50. Примечательно, что наиболее интенсивный вулканизм проявился в восточной части Кенийского свода (фонолиты, базальты, тра-

хиты), базальтовый вулканизм приурочен к поперечным грабенам. В общем щелочность пород снижается от центра рифтовой системы к периферии.

Для восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы характерна временная и пространственная близость развития продуктов щелочного и известково-щелочного магматизма.

В Западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы в отличие от Восточной ветви площади и объемы вулканических проявлений в десятки раз меньше (Белоусов и др., 1974), они локализованы на ограниченных участках. Характерна приуроченность вулканизма к осевой части грабенов, а также к перемычкам — узким горстам между грабенами, к резко поднятым блокам фундамента (Рувензори). Вулканические поля локализованы в узлах пересечения разломов и грабенов (вулканические поля Вирунга, Буфимбира, Букаву и др.), в местах стыка грабенообразных впадин разных направлений (вулканическое поле Рунгве). Вулканизм проявлялся в виде трещинных излияний центральных вулканов на поздней фазе рифтогенеза (плиоцен—голоцен), в период сложных блоковых подвижек в рифтовой зоне. Среди вулканитов господствуют туфы, а лавы встречаются редко. Туфы, кроме кусочков лав щелочных эффузивов, содержат обломки биотитовых (флогопитовых) пироксенитов, глиммеритов, перидотитов, дунитов. Отмечается пространственная обособленность известково-щелочных ассоциаций от щелочных, образующих отдельные вулканические поля (район оз. Киву), где щелочные проявления более молодые. Здесь автономно проявлены также кислые вулканиты. В вулканическом поле Вирунга, приуроченном к поперечным разломам и насчитывающем восемь вулканов, замечена зональность в распределении вулканитов разного состава: самые западные вулканы сложены субщелочными лавами, в которых Na несколько преобладает над K, а лавы вулканов, расположенных восточнее, имеют ярко выраженный калиевый тип химизма.

В вулканическом поле Рунгве отмечается тесная пространственная ассоциация покровов лав фонолитов с базальтами и трахитами (поздний олигоцен—ранний плиоцен), а также туфов фонолитов и трахитов.

Рифтовая система Бассейнов и Хребтов (Elston, 1978) отличается особенностями структурного положения: она развивалась как продолжение на континент субмеридионального Восточно-Тихоокеанского рифта. Вместе с тем на ее развитие оказала значительное влияние зона долгоживущих древних глубинных разломов, ограничивающая Северо-Американскую платформу с юго-запада. Формирование рифтовой системы началось около 40 млн. лет назад, на фоне развивавшегося сводового поднятия неоднократно проявлялся вулканизм (43–21 млн. лет). В его составе при незначительном проявлении базальтов преобладает кислый вулканизм (риолиты и щелочные риолиты). Отмечено возрастание калиевости риолитов с запада на восток, что увязывается с наклоном предполагаемой зоны Беньоффа. Следующий этап магматизма (менее 21 млн. лет и до настоящего времени) ознаменовался развитием андезитов и щелочных базальтоидов (Система рифтов Земли, 1970).

По структурной позиции и характеру магматизма с этой рифтовой системой сопоставим рифт Исландии, где в пределах грабена в палеогене сначала формировались толеиты и оливиновые базальты, а затем в неогене их сменили риолиты.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РИФТОВЫХ СИСТЕМ И ИХ МАГМАТИЗМА

К характеристике рифтов можно отнести их структурную позицию, время заложения, длительность и свойственные им особенности развития. Среди рассмотренных рифтовых систем выделяются несколько структурных групп.

Наиболее просто построенные рифты расположены в пределах отдельных сводовых поднятий (рифты Осло, Байкальский, Рейнский и другие Центрально-Европейские, рифты восточной ветви Восточно-Африканских и др.). В этом случае рифтовые системы включают часто не сопрягающиеся друг с другом рифты, формировавшиеся почти одновременно на соседних сводах.

Другая группа рифтовых систем отличается приуроченностью к сквозьструктурным зонам, секущим разные по строению континентальные структуры Земли. Примером могут служить мезозойская Центрально-Азиатская рифтовая система, а также система на юго-востоке Восточно-Европейской платформы и др. Они отличаются слож-

ным развитием блоковых перемещений фундамента, большими мощностями осадочных отложений в грабенах и даже их автономной складчатости. Сквозная система рифтов Балкан сечется в свою очередь двумя параллельными рифтами: Эгейско-Дунайским и Леванта; последний как бы ограничивает всю систему с востока.

Особым представляется положение Лаврентийской рифтовой системы, которая длительно развивалась на границе двух континентальных структур — щита и складчатой области. Близкое положение занимает по существу и рифт Леванта, ограничивающий с запада Аравийский щит. Наконец, отдельной группой представляются рифтовые системы (Бассейнов и Хребтов, а также Исландии), являющиеся фактическим продолжением океанических рифтов на континенты. Как указывалось выше, время заложения известных рифтов варьирует от позднего докембрия до кайнозоя. Длительное их развитие (860, 700, 220, 100, 30 млн. лет) характерно не только для древних, но и для развивающихся в настоящее время (Красноморский рифт). Для всех рифтов обычно многоэтапное развитие систем грабенов, горстов на фоне функционирования глубинных нарушений: часты секущие поперечные разломы.

Место магматизма в процессе рифтообразования ясно указывает на их общие причинные связи: магматизм во всех случаях проявлялся от начала формирования рифта и вплоть до его завершения, а начало магматизма обычно совпадает с начальным этапом сводообразования участка коры еще до появления грабенов. На примере Восточно-Африканской рифтовой системы можно говорить о возможном закономерном сужении области магматизма во времени, так как более ранний магматизм имеет широкий ареал развития вплоть до краевых частей сводов, а магматизм наиболее поздних этапов приурочен главным образом к грабенам и их обрамлениям.

Обзор характерных щелочных магматических серий, развитых в рифтовых системах, показал их большое разнообразие (см. табл. 47). Практически здесь можно встретить все типичные щелочные магматические серии. Так, имеются все представители калиево-натриевой линии химизма: серии основных и щелочных пород, серии ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами, серии средних пород (фонолитов и щелочных трахитов, фельдшпатоидных и щелочных сиенитов). Наблюдаются также представители калиевой линии химизма: серии ультраосновных щелочных пород (катунгиты и др.), серии основных и щелочных пород, серии лейцититов и других лейкократовых калиевых средних пород. Вместе с тем в ряде мест имеют развитие щелочные граниты, риолиты, пантеллериты, комендиты. В одних случаях (Восточная Африка и др.) наблюдаются значительно дифференцированные серии, имеющие в своем составе ранние гипербазиты и поздние лейкократовые продукты; в других случаях (Байкальский рифт) дифференциация щелочно-базальтовой магмы не шла дальше появления небольших порций нефелиновых базальтоидов и щелочных трахитов. В пестрой гамме эволюционного ряда изверженных пород рифта Осло дважды значительные объемы поступавших продуктов были представлены кислыми и щелочно-кислыми породами; предполагается, что в магматическом процессе заметную роль играл гибридизм коровым материалом (The Oslo Paleorift, 1978).

Породы субщелочного и нормального рядов — постоянные спутники щелочного магматизма в пределах рифтовых систем. Преимущественным развитием пользуются оливиновые базальты и толеиты, а также дифференцированные серии от базальтов и пикритов до трахитов, риолитов. В интрузивных сериях встречаются совместно дуниты, пироксениты, габбро и анортозиты, а также ассоциация, включающая сиениты, нордмаркиты, монциниты, граниты.

Рассмотрение взаимоотношений щелочных серий с породами нормального и субщелочного рядов показывает, что они достаточно сложные. Имеет место как пространственно автономное их развитие (Центрально-Европейская рифтовая система), так и тесное совмещение в единых тектонических структурах, иногда в единых магматических комплексах. Обычно они близки по времени образования и происходят из разных периферических очагов. В некоторых случаях удается установить, что субщелочной магматизм предваряет щелочной и заключает его (Центрально-Азиатская рифтовая система). В большинстве случаев щелочные магматические проявления по объему значительно преобладают. Лишь в рифтовых системах, являющихся продолжением океанских срединных хребтов (Исландия и др.), преимущественное развитие сохраняет толеитовый вулканизм, который типичен для океанских рифтов. Для магматизма континентальных рифтовых систем характерны полиформационные вулкано-

плутонические и интрузивные комплексы часто со структурой центрального типа (см. табл. 47).

Эволюция щелочного магматизма во времени в пределах рифтовых систем многообразна. Так, для Восточно-Африканской системы характерно многократное повторение одних и тех же щелочных серий, начиная с олигоцена и вплоть до голоцена; такая картина характерна и для Эфиопской системы, Красноморского рифта. В Центрально-Европейской рифтовой системе на протяжении более 60 млн. лет многократно образовывались весьма близкие по составу серии. Рифт Леванта, Центрально-Азиатская система характеризуются эволюцией от щелочно-основного магматизма к кислому: более сложный путь эволюции проделал магматизм рифта Осло.

Большинство щелочных серий рифтовых зон генетически связано с мантийными источниками, что подтверждается рядом фактов на основе петрогеохимических и изотопных методов исследования.

Глава 6

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

Представление о щелочно-базальтоидном характере магматизма океанов, сложившееся в конце прошлого столетия на основании данных по надводной части океанических островов, пересмотрено коренным образом за последние два десятилетия. С развитием морских геологических исследований стало очевидным, что на огромных пространствах океанического дна, океанических плитах, островных дугах, в срединно-океанических хребтах, в основании океанических островов развиты однородные и специфические по составу океанические толеиты (Океанология, 1979). Щелочные породы встречаются локально. Со дна океана подняты лишь единичные их образцы. Наиболее характерны щелочные породы для вершин одиночных подводных вулканов, вулканических поднятий и океанических островов, хотя и в этих структурах масштабы собственно щелочного магматизма более ограничены, чем принято было считать ранее, поскольку на многих островах преобладают бесфельдшпатоидные разности пород. В этом можно убедиться, если на диаграмме (рис. 64) в координатах SiO_2 и $Na_2O + K_2O$ совместить данные по "щелочным" породам океанических островов (заимствована из "The alkaline Rocks", 1976) и границы щелочного и субщелочного полей в соответствии с принятой в настоящем издании классификацией (Классификация и номенклатура. . . , 1981). На всех графиках (см. рис. 64) и особенно на рис. 64, *В*, где помещены данные по островам Тихого и Индийского океанов, значительная часть точек располагается в поле субщелочных пород. Напомним, что в соответствии с широко используемой химической классификацией базальтов (Йодер, Тилли, 1965), а также известным графиком Г. Макдональда и Т. Кутсиро (MacDonald, Kutsura, 1964), это поле соответствует бесфельдшпатоидным базальтам с повышенным содержанием щелочей. В соответствии с принятой в настоящем издании классификацией собственно щелочные породы выделяются не столько по химическим (высокое содержание щелочей), сколько по минералогическим признакам. Появление нефелина и других фельдшпатоидов и (или) щелочных темноцветных силикатов, указывающих на высокую активность щелочей, позволяет отнести горную породу к щелочному ряду. Эти принципы были положены в основу предложенной в монографии "Океанология" (1978) генетической классификации базальтов океанов: 1) базальты нормальной щелочности (базальт-липарит), 2) базальты повышенной щелочности (базальт-трахит), 3) базальты щелочной серии (базанит-фонолит). Подчеркнем в этой связи, что характерная для островных дуг шошонитовая серия в соответствии с принятой классификацией знаменует проявление субщелочного, а не щелочного магматизма. Ограничимся сжатой характеристикой собственно щелочных пород океанов, основанной, главным образом, на ряде последних обобщений ("Магматические и метаморфические. . . , 1980; Магматизм (магматические породы) . . . , 1978; The alkaline rocks, 1974; и др.). При этом основное внимание будет уделено общим закономерностям формирования щелочных пород океана, однако вначале приведем краткие сведения по некоторым наиболее изученным объектам.

Интрузивные щелочные породы дна океана. Единичная находка нефелинсодержащего габбро была зафиксирована в разломе Романш в Экваториальной Атлантике. Согласно первому его описанию в его составе преобладает титанавгит, переходящий в эгирин, зональный плагиоклаз состава An_{20-70} и модальный нефелин (9%). В подчиненном количестве в породе присутствовали биотит, титанит, магнетит (табл. 51, ан. 1). Позднее образец был подвергнут контрольному исследованию (Prinz et al. 1976). При этом в исследуемом шлифе нефелин найден не был, но поскольку подтвердился состав всех других минеральных фаз, как и в целом щелочной характер породы, она была отнесена к тешенитам. Однако этот образец остается уникальным

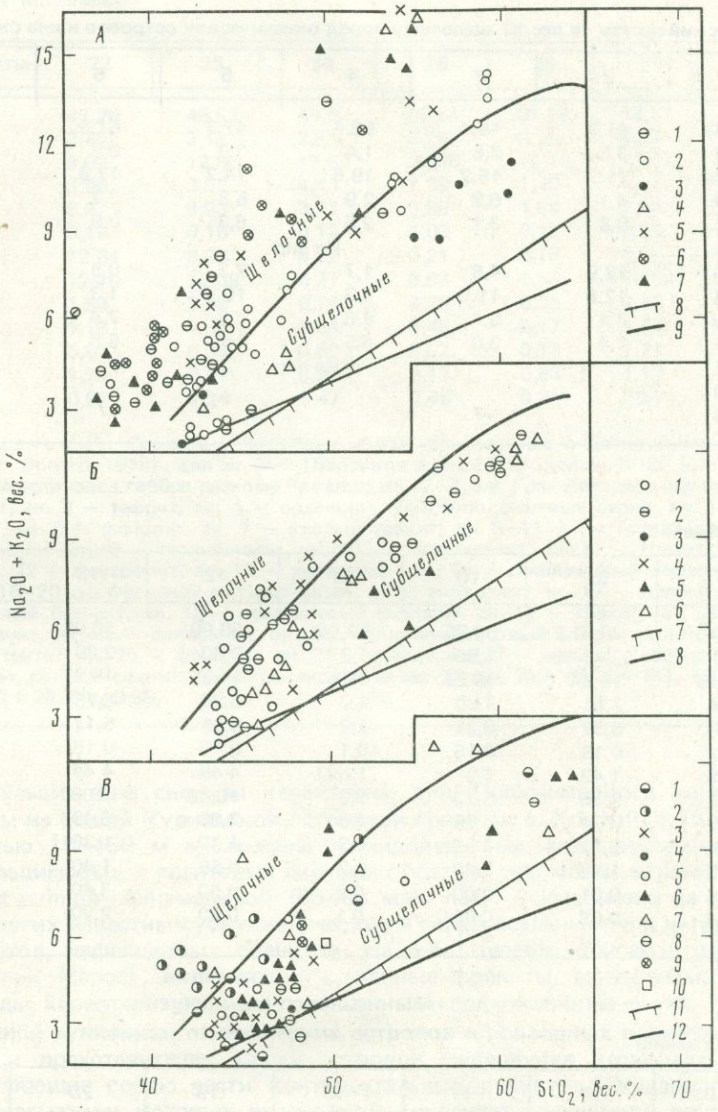


Рис. 64. Отношения SiO_2 и $Na_2O + K_2O$ в щелочных и субщелочных породах океанических островов (The alkaline rocks, 1974, с добавлениями авторов). *А, Б* **— острова Атлантического океана,** *В* **— острова Тихого океана**

А:1 — Гран-Канария, *2* — Тенериор, *3* — Гомера, *4* — Гвинея, *5* — Тринидад, *6* — Фернанду-ди-Норонья, *7* — Зеленого Мыса, *8* — граница щелочных и толеитовых пород Гавайских островов (Macdonald, Kutsura, 1964), *9* — границы щелочных и субщелочных пород (Классификация и номенклатура. . ., 1981);

Б:1 — Азорские, *2* — Святая Елена, *3* — Буве, *4* — Тристан-да-Кунья, *5* — Вознесенья, *6* — Гоф, *7* и *8* — то же, что на рис. А, условные знаки 8 и 9 соответственно; *В:1* — Гавайи (среднее), *2* — Халеакала, *3* — Самоа, *4* — Родригес, *5* — Маврикий, *6* — Реюньон, *7* — Кергелен, *8* — Галапагос-Кокос, *9* — Кларьон, *10* — Пасхи, *11* и *12* — то же, что на рис. А, условные знаки *8* и *9* соответственно

среди плутонических пород дна океанов. Ряд других образцов из разлома Романш, как и образцы шпинелевого лерцолита из разлома Кайман (Карибское море), содержат лишь нормативный нефелин, модальный же нефелин не отмечался.

Щелочные породы островных дуг. Наряду с типичными для островных дуг толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой сериями пород в отдельных, довольно редких точках, известны проявления щелочного магматизма. Анальцимовые тефри-

Таблица 51. Химический состав (в вес.%) щелочных пород океанических островов и дна океана

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	46,32	41,3	46,4	53,4	47,3	61,8	69,0
TiO_2	1,35	3,8	3,6	1,4	3,9	0,8	0,9
Al_2O_3	16,84	11,7	16,2	19,6	14,2	17,9	13,1
Fe_2O_3	5,79	4,1	6,2	2,9	5,5	3,7	4,4
FeO	3,73	8,8	3,1	2,6	6,3	0,8	0,6
MnO	0,14			Не опр.			
MgO	6,48	12,9	4,8	1,7	7,3	0,5	0,04
CaO	7,68	12,6	11,0	5,3	10,5	1,3	0,7
Na_2O	4,36	3,4	5,7	8,6	3,5	7,4	6,2
K_2O	1,01	1,4	3,0	4,5	1,5	5,8	4,7
P_2O_5	0,21			Не опр.			
H_2O^+	4,50						
H_2O^-	1,30						

Таблица 51 (продолжение)

Компоненты	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	42,43	46,01	54,95	58,00	39,00	40,08	44,80
TiO_2	4,11	2,19	1,58	1,2	3,60	2,30	1,60
Al_2O_3	14,15	16,84	19,63	19,5	11,86	15,67	17,76
Fe_2O_3	5,84	7,61	1,62	1,7	6,20	6,75	5,55
FeO	8,48	5,37	3,31	2,2	9,55	5,17	3,81
MnO	0,17	0,18	0,18	0,1	0,19	0,15	0,20
MgO	4,75	1,42	1,0	12,31	4,49	4,49	3,47
CaO	11,91	9,36	5,73	3,3	10,40	10,60	7,80
Na_2O	2,77	3,74	5,89	6,5	3,68	6,49	6,87
K_2O	2,04	2,72	4,95	5,3	1,80	1,35	3,87
P_2O_5	0,58	1,18	0,43	0,2	0,55	1,40	0,88
H_2O^+	0,34	0,01	0,00	0,2	0,50	3,40	1,10
H_2O^-	0,44	0,08	0,01	0,1	0,30	2,20	2,30

Таблица 51 (продолжение)

Компоненты	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	51,16	38,42	42,68	44,23	54,82	60,81	42,53
TiO_2	0,49	4,01	2,00	4,33	0,50	0,65	4,78
Al_2O_3	21,53	13,55	16,65	10,12	22,46	18,88	16,61
Fe_2O_3	2,64	3,32	5,08	3,50	1,84	2,57	3,80
FeO	1,86	9,40	8,11	6,58	6,72	0,00	7,84
MnO	0,07	0,21	0,20	0,18	0,12	Не опр.	0,13
MgO	0,68	12,54	5,57	11,70	0,07	0,61	5,56
CaO	1,92	11,75	11,00	11,45	1,42	1,70	10,03
Na_2O	10,53	3,72	5,04	3,20	10,22	6,20	3,85
K_2O	5,69	0,86	1,69	1,12	5,93	5,80	1,96
P_2O_5	0,05	1,01	0,67	0,78	0,12	Не опр.	0,90
H_2O^+	1,72	1,15	0,52	2,04	0,82	"	1,27
H_2O^-	0,45	Не опр.	0,78	0,50	0,02	2,22	0,45

Таблица 51 (окончание)

Компоненты	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO_2	43,26	45,53	48,50	55,81	61,18	43,17	53,23	54,22
TiO_2	3,40	3,18	2,68	0,26	0,76	4,92	1,10	1,70
Al_2O_3	9,69	12,83	17,53	22,00	19,16	14,71	20,54	21,00
Fe_2O_3	3,66	3,92	4,43	1,68	1,70	4,53	2,86	2,97
FeO	8,97	8,93	3,73	0,89	1,50	7,94	1,81	2,73
MnO	0,16	0,16	0,12	0,06	0,12	0,15	0,07	0,11
MgO	12,64	8,90	4,32	0,21	0,78	5,39	0,77	1,18
CaO	12,10	12,38	6,21	0,93	1,58	10,64	3,26	3,40
Na_2O	1,59	2,30	6,79	9,26	6,36	3,43	7,09	5,62
K_2O	1,18	1,05	3,54	5,45	5,17	1,84	5,40	4,13
P_2O_5	0,61	0,32	0,62	0,02	0,13	1,71	0,13	0,29
H_2O^+	1,79	0,71	0,91	2,17	0,83	1,13	3,45	1,70
H_2O^-	0,67	0,34	0,47	0,46	0,61	0,22	0,39	0,61

Примечание. Сохранены названия пород, приводимые в цитируемых работах, для ан. 1 (Honnorez, Bonatti, 1970), для ан. 2–7 (Барсуков и др., 1979), для ан. 8–29 (Carmichael et al., 1974): ан. 1 — нефелиновое габбро разлома Романш; ан. 2–7 о-в Гран-Канария, щелочная серия: ан. 2 — анкарамит, ан. 3 — тефрит, ан. 4 — орданшит, умеренно-щелочная серия: ан. 5 — оливиновый трахибазальт, ан. 6 — фонолит, ан. 7 — кислый трахит; ан. 8–11 — о-в Тристан-да-Кунья: ан. 8 — щелочной базальт, ан. 9 — трахибазальт, ан. 10 — трахиандезит, ан. 11 — трахит; ан. 12–15 о-в Тринидад: ан. 12 — анкарамит, ан. 13 — нефелинит, ан. 14 — санидиновый нефелинит, ан. 15 — фонолит; ан. 16–20 о-в Фернанду-ди-Норонья: ан. 16 — анкарамит, ан. 17 — щелочной базальт, ан. 18 — нефелиновый базанит, ан. 19 — содалитовый фонолит, ан. 20 — трахит; ан. 21–29 о-в Таити: ан. 21 — базанит, ан. 22 — анкарамит, ан. 23 — оливин-авгитовый базальт с нормативным нефелином, ан. 24 — таитит, ан. 25 — фонолит, ан. 26 — трахит, ан. 27 — щелочное габбро, ан. 28 — нефелиновый сиенит, ан. 29 — сиенит. В анализы входят (в вес.%): ан. 15 — Cl 0,34, SO_3 1,14; ан. 18 — SO_3 31; ан. 19 — Cl 0,28, SO_3 0,98.

ты и анальцимовые сиениты характерны для Тихоокеанского кольца, в том числе встречены на Малой Курильской островной гряде, на о. Хоккайдо. Они образуют силлы мощностью 10–150 м и сложены трахидолеритами, анальцимовыми трахидолеритами. Анальцимовые и авгитовые сиениты образуют прожилки мощностью 1–2 см. Возраст этих силлов раннемеловой (65–88 млн. лет). В Индонезии на островах Целебес, Ява и других известны субвулканические и гипабиссальные тела натриевых тералитов, шонкинитов, нефелиновых сиенитов. На о-ве Целебес описан комплекс щелочных пород (пик Марос), включающий слюдяные фойяиты, монцониты, тералиты и другие породы, характеризующиеся повышенными содержаниями калия.

Щелочной вулканизм океанических островов и подводных поднятий наиболее разнообразен и представителен. Среди островов выделяются несколько типов: острова, представляющие собою части континентальных структур (Мадагаскар, Сейшельские и др.), магматизм которых в основном сохраняет специфику, присущую континентам, а также острова, образовавшиеся в результате длительных процессов вулканизма в отдельных участках океанов. Именно последний тип островов, сформировавшийся на океанической коре, наиболее интересен для познания особенностей щелочного магматизма океанов. Приведем краткую характеристику ряда островов и их архипелагов, известных в Атлантическом и Тихом океанах.

Канарские острова расположены в Атлантическом океане к северо-западу от Африки и сложены продуктами кайнозойского вулканизма. Согласно одной из последних сводных работ по химизму и эволюции вулканизма на этих островах (Fuster, 1975) устанавливается определенная симметрия в распределении вулканических продуктов относительно центра архипелага. Породы центральной группы островов (Пальма, Тенериф, Гран-Канария) характеризуются высоким содержанием щелочей, последовательно возрастающим от базальтов к лейкократовым членам серий. Юго-западные (Гомера, Иерро) и северо-восточные (Лансароте, Фуэртевентура) острова сложены породами с умеренным содержанием щелочей и слабым накоплением их в конечных продуктах серий. Достаточно широкие вариации состава пород в пределах одной группы островов противоречат представлениям о зависимости химизма вулканитов от

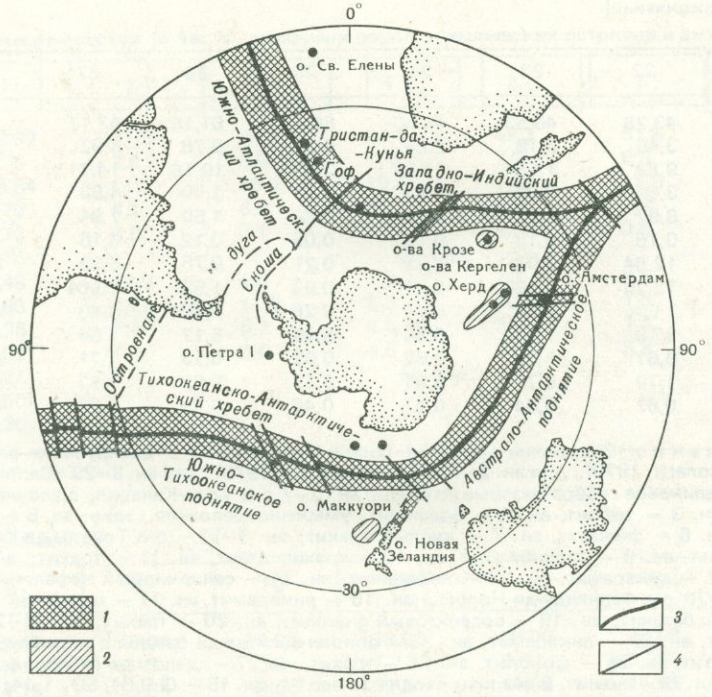


Рис. 65. Схема распространения и тектонического положения субантарктических островов (Энциклопедия региональной геологии, 1980)

1 — сейсмически активные океанические хребты; *2* — асейсмичные подводные плато; *3* —оси раздвигающихся океанических хребтов; *4* — основные зоны разломов

расстояния между островами и Африканским континентом либо между ними и Центрально-Атлантическим рифтом. Так, только на острове Гран-Канария от миоцена до настоящего времени сформировались в следующей последовательности: базальты и трахибазальты наиболее древней серии, которые сменяются сиенитами, трахитами, фонолитами миоцена, затем изливались лавы и агломераты плиоцена, представленные породами базальтовой серии, сменяющимися орданшитовой серией. Завершают вулканическую деятельность в четвертичный период базальты и оливиновые тефриты (см. табл. 51, ан. 2—7). В туфах обнаружены включения амфиболовых пироксенитов.

Острова Зеленого Мыса расположены в восточной части Атлантического океана в 500 км от Африканского континента. Вулканическая активность в этом регионе началась в юре излияниями глубинных подводных лав (Klerks et al., 1974). Вулканические острова образовались позднее с поднятием океанического дна, сопровождавшегося извержением материала, причем сначала на небольшой глубине под водой, а затем — в субаэральных условиях. Среди вулканических продуктов преобладают оливиновые тефриты, нефелиниты, фонолиты, а интрузивные породы представлены эссекситами и сиенитами. Предполагается, что острова Зеленого Мыса — наиболее щелочные участки океанической коры (см. рис. 64, Б). Здесь отмечены и карбонатиты.

Субантарктические острова расположены к югу от 35° ю.ш. и удалены на значительное расстояние от континентов. Они имеют различное тектоническое положение (рис. 65) и подразделяются на острова островной дуги Скоша, острова континентального шельфа Антарктиды, острова, расположенные на сейсмически активных океанических хребтах, острова на асейсмичных океанических поднятиях. Щелочные породы характерны для двух последних групп островов.

Архипелаг Тристан-да-Кунья. Главный остров из этой группы, имеющий то же название, расположен на восточном крае Срединно-Атлантического хребта и образован вершиной вулкана диаметром 12 км, возвышающейся над дном океана на 6 км и на 2 км над его поверхностью. Вулкан действующий — последнее извержение происхо-

дило в 1961 г. Возраст пород, слагающих главный конус, около 100 000 лет, хотя на соседних мелких островках обнаружены и более древние породы (до 18 млн. лет). Острова архипелага сложены почти горизонтально залегающими базальтовыми лавовыми потоками, переслаивающимися с красными туфами, причем содержание пирокластических пород понижается по направлению к периферии с удалением от основного жерла. Среди лав установлены оливиновые базальты, лейцит-оливиновые базальты, трахиты, фонолиты (Baker et al., 1964), состав некоторых из них приведен в табл. 51, ан. 8—11. В туфах и базальтах встречены обломки керсутитовых пироксенитов, габбро-пироксенитов, нодули дунитов. Специфика состава пород этого архипелага — лейцитсодержащие лавы — очень редкие на океанических островах. Наряду с увеличением калия в лавах Тристан-да-Кунья возрастают и содержания рубидия, стронция, бария.

Остров Гоф расположен на восточном склоне Срединно-Атлантического хребта и сложен преимущественно базальтами и трахитами.

Архипелаг Кергелен, как и о-ва Херд, расположены на асейсмичном поднятии (см. рис. 65). Архипелаг Кергелен общей площадью 7000 км^2 состоит из главного острова с тем же названием и более чем 300 небольших островов. Вулканический комплекс образует почти горизонтальное плато, сложенное базальтовыми лавами, общей мощностью более 1000 м, которые имеют раннетретичный-плиоценовый возраст. В позднечетвертичное время образовались лимбургиты и оливиновые тефриты. Платобазальты прорваны риолитами, а также покровами, силлами, куполами, конусами трахитов, трахифонолитов, фонолитов. На юго-западе о-ва Кергелен базальты приподняты, прорваны и метаморфизованы сиенитами, слагающими массив общей площадью 350 км^2.

Остров Святой Елены находится в 800 км от Срединно-Атлантического хребта и приурочен к разлому северо-восточного простирания (см. рис. 65). На продолжении этого разлома вблизи Африканского континента вулканическая деятельность фиксируется в Гвинейском заливе, а на материке расположен известный вулкан Камерун. Остров Святой Елены, площадью 120 км^2, — вершина вулканической постройки высотой примерно 5 км по отношению к дну океана и только 800 м поднимается над его поверхностью. Известно несколько эпизодов вулканической деятельности, причем в каждом из них образуются серии лав, изменявших свой состав от базальтов к гавайитам и муджиеритам (Baker, 1969). На заключительных этапах формируются трахиты и фонолиты. В количественном отношении на острове преобладают базальты (70—80%), в то время как муджиериты составляют 15—20, а трахиты и фонолиты — не более 1%.

Рассмотрим еще несколько островов Атлантического океана, сложенных породами с уникально высоким для океанов содержанием щелочей — это острова Тринидад, Тобаго и Фернанду-ди-Норонья.

Острова Тринидад и Тобаго — самые южные из группы Малых Антильских островов и расположены в 11 км от берегов Венесуэлы. На о-ве Тринидад (площадь 4828 км^2) преобладают оливиновые нефелиниты, известны фонолиты (см. табл. 51, ан. 12—15).

О-в Фернанду-ди-Норонья входит в состав небольшой группы островов с тем же названием. Наиболее древние из слагающих его пород — фонолиты, трахиты и ультраосновные вулканиты — считались ранее позднемеловыми. Согласно радиоуглеродным определениям, их возраст датируется как миоцен (8—11 млн. лет). На заключительных этапах вулканической деятельности образовались нефелиниты, а затем анкарамиты (1,7—3,2 млн. лет). Состав некоторых из этих щелочных лав приведен в табл. 51 (ан. 16—20).

Из островов Тихого океана для характеристики щелочного магматизма наибольший интерес представляют Таити и уникальный Гавайский архипелаг.

О-в Таити площадью 1045 км^2 расположен в южной части Тихого океана. Он состоит из двух вулканических конусов, сложенных оливиновыми базальтами. Ядро конуса Таити-Нуи представлено плутоническим некком диаметром 1 км, сложенным нефелинсодержащими монцонитами, тералитами и сиенитами. Лавы острова — преимущественно субщелочные базальты и оливиновые тефриты с подчиненным количеством анкарамитов. Встречаются также таититы, трахиты, фонолиты (см. табл. 51, ан. 21—29).

Гавайский архипелаг в Тихом океане состоит из цепи островов, протянувшихся в общем северо-западном направлении на 2500 км и представляющих собою конусы

базальтовых вулканов щитового типа. Собственно Гавайи — наиболее крупный остров, расположенный в юго-восточной части архипелага, причем только на этом острове есть действующие вулканы. По данным аэромагнитных съемок вулканические кратеры и трещинные зоны простираются параллельно системе разломов Молокаи, протягивающейся от Северо-Американского континента в субширотном направлении. Все гавайские вулканы прошли более или менее сходные стадии развития. В "Энциклопедии региональной геологии мира" (1980) история их развития подразделена на восемь стадий: 1) формирование вулкана от его основания на океаническом дне до уровня океана. В это время накапливаются подушечные лавы, значительные массы пеплового и пемзового материала. В дальнейшем конус нарастает за счет новых лавовых излияний; 2) покровы толеитов завершают формирование конуса щитового вулкана; 3) обрушение стенок вулканических конусов, которое сопровождается образованием кальдеры, а вдоль основных трещинных зон формируются грабены. Состав лав меняется незначительно; 4) кальдеры и грабены частично или полностью сглаживаются. Временные промежутки между извержениями все более возрастают. При этом состав лав эволюционирует по-разному. На ряде островов толеитовые базальты сменяются маломощным слоем оливиновых базальтов. После небольшого перерыва изливаются гавайиты, муджиериты, трахиты, суммарная мощность которых около 100 м. Второе направление эволюции магматизма характеризуется отсутствием перерыва в излиянии. Доминируют базальты, переслаивающиеся с оливиновыми и пикритобазальтами. Высота вулканов возрастает на 1000 м и более; 5) вулканический купол частично разрушается; 6) погружение с частичным затоплением острова; 7) возобновление вулканической деятельности с образованием субщелочных и щелочных базальтоидных серий с подчиненным количеством нефелинитов и фонолитов; 8) в настоящее время некоторые острова размываются (если погружение продолжается). Продолжительность всех стадий вулканизма на Гавайских островах оценивается примерно в несколько сот тысячелетий. Вулканические породы на Гавайских вулканах часто содержат включения — нодули ультраосновных пород, из числа которых наиболее интересны гранатсодержащие нодули в серии нефелиновых базальтоидов. Это пока единственное место в базальтоидах океанических областей, где найдены породы, близкие к эклогитам.

Несмотря на то что магматизм океанов стал доступен для изучения сравнительно недавно (за исключением островов), уже наметились интересные закономерности его развития, в том числе касающиеся щелочного магматизма. По аналогии с континентами произведена систематизация многообразия проявлений магматической деятельности, выделены петрографические провинции (см. гл. 1), а также структурно-морфологические типы. В приложении к щелочным породам эта систематизация произведена только для островов. Упоминаются следующие петрографические провинции (Барсуков и др., 1981; Carmichael et al., 1974).

1. Нефелинит-фонолитовая провинция островов Тринидад и Фернанду-ди-Норонья в Атлантическом океане. Породы содержат фельдшпатоиды — нефелин, содалит, анальцим.

2. Базанит-щелочно-базальтово-фонолитовая провинция островов Гвинейского залива и о-ва Таити. Все разнообразие пород этих островов рассматривается как продукты дифференциации материнской щелочно-базальтовой или щелочно-базальтоидной магмы.

3. Щелочно-базальт-трахитовая провинция объединяет большое число островов в Атлантическом (Святая Елена, Канарские, Азорские острова), Индийском (острова Родригес, Маврикий, Реюньон) и Тихом (острова Рапа, Хуан-Фернандес) океанах. При этом нередко на этих островах выделяются две серии пород: щелочная и умеренно-щелочная. Подчеркнем, что именно умеренно-щелочная серия, представленная в основном субщелочными разностями пород, наиболее широко распространена в океанах. Щелочные породы, как правило, проявляются в ее составе только среди салических членов (фонолиты).

4. Высококалиевая щелочно-базальтоидно-трахитовая провинция выделяется К. Кармайклом с соавторами (Carmichael et al., 1974) и объединяет острова Тристан-да-Кунья и Гоф в Южной Атлантике, а также острова Кергелен и Херд в Индийском океане (Субантарктическая провинция). Следует, однако, иметь в виду, что хотя содержание калия в этих породах действительно выше, чем на других островах (см. табл. 51, ан. 8—11), но это калиево-натриевые, а не калиевые породы, поскольку отношение

Na_2O/K_2O выше 1 в ультраосновных и основных разностях, а в средних и кислых — выше 0,4 (Классификация и номенклатура..., 1981). Подчеркнем, что породы собственно калиевой линии химизма в океанах пока не известны. Однако калиевый тренд эволюции щелочного магматизма океанов наряду с широко распространенным и более характерным натриевым трендом действительно проявлен, что дало основание исследователям выделять соответственно таитянский и гавайские типы провинций (Заварицкий, 1955).

Расчленение островов на различные морфоструктурные типы проводится с разной степенью детальности. Согласно одной из классификаций (Nougier et al., 1976) только среди островов Индийского океана выделено четыре морфоструктурных типа: 1) острова, приуроченные к "термическому линеаменту", связанному с Африканским кратоном, и образованные щелочными вулканитами (Коморские острова); 2) острова, приуроченные к срединно-океаническому хребту и представленные смешанным набором пород, включающим высокоглиноземистые базальты (острова Амстердам, Сен-Поль), толеитовые и субщелочные разности; 3) острова вне срединно-океанических хребтов (Маврикий, Родригес, Реюньон), которые также характеризуются смешанным набором пород. Однако в отличие от предыдущего типа здесь постоянно присутствуют породы щелочного ряда; 4) острова внутренних асейсмичных зон (Кергелен, Херд), для которых, как указывалось, характерны субщелочные базальты, фонолиты, трахиты, а также плутонический комплекс щелочных гранитов и сиенитов. Близкие морфоструктурные типы островов намечены и для Атлантического океана (Барсуков и др., 1981). Они включают острова, связанные со срединно-океаническими хребтами (Исландия), локальными рифтовыми структурами пассивных океанических окраин (Канарские), региональными разломами, являющимися продолжением континентальных рифтовых структур (Святая Елена).

Взаимосвязь магматизма и тектоники прослеживается в океанах при сопоставлении продуктов магматизма таких крупных структур, как срединно-океанические хребты (преобладают толеиты), островные дуги (развиты преимущественно породы известково-щелочной серии), острова (серии толеитовых, субщелочных и щелочных пород). Однако при более детальном анализе зависимости становятся менее отчетливыми, а иногда и противоречивыми. Так, если сопоставить распределение отдельных островов в пределах петрографических провинций и морфоструктурных типов, то оказывается, что острова, приуроченные к разным типам структур, нередко сложены породами близкого состава (Кергелен, Херд и Тристан-да-Кунья). В то же время острова, находящиеся в сходных тектонических условиях, причисляются к разным петрографическим провинциям (Святая Елена и Тристан-да-Кунья). Заслуживает внимания и другой аспект этой проблемы — анализ строения и структуры подстилающего фундамента островов. В частности, именно фундамент предопределяет, образуются ли линейно-вытянутые на многие километры цепи островов или их архипелаги. Кроме того, для правильного понимания генезиса пород и истории магматизма важно знать, развивалась ли та или иная островная структура на коре континентального или океанического типа. Хотя для большинства островов еще пока не получены однозначные данные, но некоторые из них заслуживают внимания. Так, установлено, что мощность земной коры под Азорскими островами увеличивается почти в два раза по сравнению с нормальной океанической, под Исландией — до 60 км. В районе Канарских островов земная кора относится к океаническому типу, хотя восточные острова архипелага, как полагают, имеют сиалическое основание и, возможно, представляют собой блок древнего континента, отшнуровавшегося от Северной Африки. Не вызывает сомнений океаническая природа подстилающей коры на Гавайях, где глубина залегания раздела Мохоровичича под о-вом Гавайи составляет всего около 14 км.

Не получен однозначный ответ и на вопрос о том, существует ли зависимость между щелочностью вулканических пород и их удаленностью от срединно-океанического хребта. Действительно, насыщенные кремнеземом дифференцированные серии появляются обычно вблизи срединно-океанического хребта, а наиболее щелочные недосыщенные кремнеземом серии формируются в периферических областях океанических акваторий. Вместе с тем эта общая тенденция при детальных исследованиях выдерживается не столь строго. Острова Тринидад и Фернанду-ди-Норонья, вулканические породы которых наиболее недосыщены кремнеземом и пересыщены щелочами, расположены на разных расстояниях от Срединно-Атлантического хребта: 800 и 2000 км соответ-

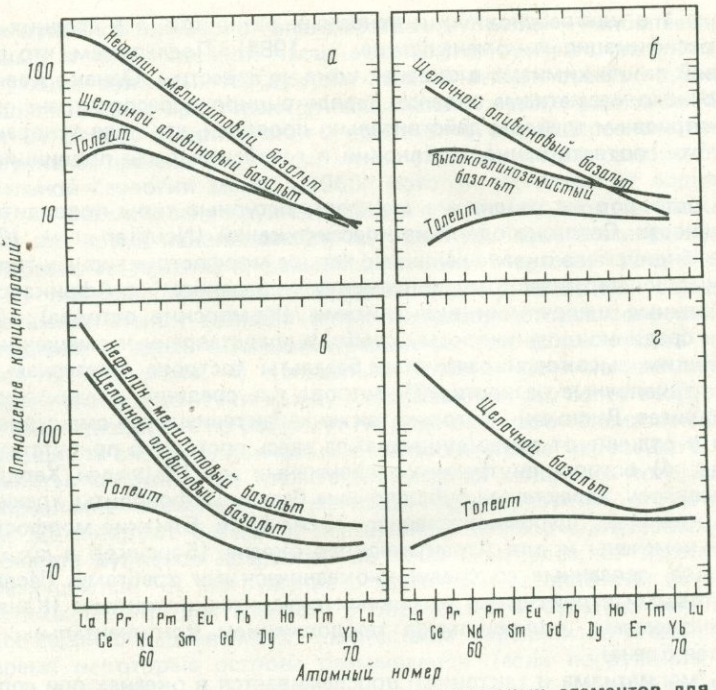


Рис. 66. Усредненные графики фракционирования редкоземельных элементов для главных типов базальтов (Шиллинг, 1973)

а — Гавайские острова, *б* — Япония, *в* — Центральная Европа, *г* — Срединно-Атлантический хребет

ственно. В то же время в пределах одного архипелага состав пород может заметно изменяться. В частности, как было показано на примере Канарских островов, щелочность падает от центра к периферии архипелага.

Отметим еще одну особенность островного вулканизма, проявившуюся наиболее ярко на Гавайских островах — миграция вулканической активности. Установлено, что наиболее древние эродированные вулканические постройки Гавайских островов (атоллы Мидуэй, Куре) находятся на северо-западном окончании хребта (возраст базальных конгломератов — средний миоцен). На противоположном юго-восточном окончании хребта находится молодой, активный в настоящее время вулканический о-в Гавайи. Подобное пространственное перемещение вулканической активности в той или иной степени отмечается и в других группах островов. Так, в Галапагосском архипелаге наблюдается миграция вулканической активности в широтном направлении. В Атлантическом океане перемещение активности вулканизма с востока на запад отмечается для Канарских островов. Миграция вулканической деятельности рядом исследователей объясняется существованием долгоживущего стабильного источника магматизма — "горячей точки" или мантийного плюмажа, расположенного ниже литосферной плиты. Перемещение над этой точкой литосферной плиты, как предполагают, и трассируется цепью вулканических островов. Скорость такого перемещения на основании определений возраста вулканических пород из различных вулканических аппаратов варьирует от 5—8 до 10—12 см/год. Существуют и другие объяснения этого явления. В частности, возникновение цепей вулканических островов связывают с тектоническими процессами на стыках перемещающихся одна относительно другой литосферных плит или "торошением" плит и поддвиганием их фрагментов друг под друга.

При рассмотрении состава щелочных пород океанов привлекает внимание ряд особенностей, являющихся ключевыми для понимания закономерностей развития океанского магматизма. Прежде всего, это соотношение щелочного и толеитового магматизма. Дискутируются две главные точки зрения. Фиксируя непрерывный переходный ряд между породами нормального и щелочного ряда, подчеркивается их тесная взаимосвязь. Действительно, для многих островов устанавливается стадийность вулканизма,

отмечается последовательное увеличение щелочности пород на конечных стадиях его проявления. При этом объемы магматического вещества на начальных стадиях вулканизма, представленного обычно толеитовыми или слабо дифференцированными субщелочными базальтами, доминируют по отношению к объемам вещества, поступающего на конечных стадиях процесса, в отношении 9,5—9,8 к 0,5—0,2. На примере Гавайских островов доказывается самостоятельность источников толеитового и щелочного магматизма. В качестве одного из аргументов приводится заметный перерыв магматической деятельности, сопровождавшийся эрозией перед появлением щелочных вулканитов. Последняя точка зрения подтверждается и экспериментальными исследованиями. Обращается внимание на преимущественную локализацию щелочного магматизма в Атлантическом океане (см. рис. 64).

Сопоставление состава щелочных пород океанов с их аналогами на континентах показало, что щелочные породы океанов менее разнообразны. Статистические исследования (Румянцева, Остроумова, 1981; Chayes, 1969) выявили, что ультраосновные и кислые породы нормального ряда, так же как высококалиевые породы, характерны только для континентов, а в океанах неизвестны. Еще раз подчеркнем, что породы океанов характеризуются главным образом калиево-натриевым типом щелочности. Так, отношение Na_2O/K_2O для пород островов Атлантического океана в целом колеблется в пределах 0,4—4,9, для островов с повышенным содержанием калия в пределах 0,4—2,1 (Гоф), 0,8—3,0 (Тристан-да-Кунья). Известны и более широкие вариации содержания щелочей (о-в Тринидад) Na_2O/K_2O от 0,4—67), вызванные метасоматическими изменениями. Отметим, что отношение щелочей в основных членах серий достаточно близко, а различие, в том числе возрастание калия, отмечалось только в конечных членах (трахиты, фонолиты), что позволяет связывать наблюдаемые колебания составов не с различиями исходных расплавов, а с местными вариациями процессов фракционирования базальтовой магмы. Одно из вероятных объяснений причин, обусловливающих калиево-натриевый характер щелочных пород океанов — формирование их вне континентальной коры. Отчетливо вариации состава эффузивов маркируют элементы-примеси, в частности, редкоземельные элементы (Шиллинг, 1973). Как можно видеть на рис. 66, распределение редкоземельных элементов в нефелин-мелилитовых базальтоидах Гавайских островов (см. рис. 66, *a*) и щитовых вулканах Рейнского грабена (см. рис. 66, *c*), субщелочных оливиновых базальтах островов Вознесенья и Гоф (рис. 66, *d*) и Японии (см. рис. 66, *b*) имеют отличия, что позволяет допускать определенную специфику в проявлении океанического и континентального щелочного вулканизма. По-видимому, в разных условиях прежде всего варьировали условия магмообразования и скорость подъема магмы, хотя источником в обоих случаях служил слой пониженных скоростей. Механизм образования серий щелочных пород на океанических островах наиболее удовлетворительно, как и на континентах, объясняется с позиций механизма процессов фракционной кристаллизационной дифференциации (Барсуков и др., 1979, 1981).

Глава 7

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Проблема петрографической и геохимической типизации магматических пород стала актуальной в последние годы в связи с накоплением информации об их вещественном составе и его специфике в зависимости от геологических условий образования пород. Установлены геохимические отличия базальтов океанов, островных дуг, рифтов и других структур земли. Только в пределах генетической группы гранитоидов, рассматриваемых в качестве производных базальтоидных магм, выделены следующие типы: плагиограниты — производные толеитовых, известково-щелочных расплавов, граниты — конечные члены монцонитового (латитового) ряда и агпаитовые редкометальные гранитоиды (Таусон, 1977).

Среди щелочных пород также известны своего рода индикаторы, позволяющие достаточно точно определять их принадлежность к определенной магматической серии, расшифровывать условия образования, прогнозировать характер и потенциальную рудоносность отдельных массивов и провинций. В числе таких пород-индикаторов могут быть отдельные семейства, в частности, мелилититы и мелилитолиты,типичные только для эффузивных и гипабиссальных щелочных ультраосновных магматических серий древних платформ и рифтов. Среди более распространенных щелочных пород, таких, как нефелиновые сиениты, йолиты, уртиты, детальными работами последних лет (Кононова и др., 1982; Яшина и др., 1982) выделены виды и разновидности, характеризующиеся определенными особенностями состава и встречающиеся в ограниченном числе магматических серий. В какой-то мере эти породы-индикаторы отвечают понятию "геохимического типа" магматической породы, введенного Л.В. Таусоном (1977), в качестве которого им рассматривается "группа пород", отличающихся общностью способа образования и геологического положения, что может проявляться в близости химического и минерального состава и формирования сходных рудно-магматических комплексов в разные периоды геологической истории. "Геохимический тип", согласно В.И. Коваленко (1976), объединяет "группу пород, близких по химическому и минеральному составу, по распределению редких элементов, по поведению петрогенных и редких элементов". Подчеркивая неоднократно (Кононова, 1976; Яшина, 1982), что специфика состава щелочных пород является непременным следствием петрогенетических процессов, участвующих в их возникновении и формировании, авторы настоящего издания предлагают ввести и использовать понятие "петрогеохимический тип" магматической горной породы. Как будет показано на примере шести семейств щелочных пород, среди ультраосновных и основных фоидолитов, щелочных габброидов и базальтоидов, основных и средних фельдшпатоидных сиенитов можно выделить несколько петрогеохимических типов, каждый из которых характеризуется присущим только ему парагенезисом минералов, а также типоморфизмом породообразующих минералов, геохимическими особенностями, условиями образования и нахождения в одной или двух (редко больше) магматических сериях. Ниже характеризуются вариации составов рассматриваемых семейств щелочных пород, приводятся обоснования, в том числе основанные на статистическом математическом анализе[1], как для их систематики (Классификация и номенклатура. . . :, 1981), так и для выделения петрогеохимических типов пород и определения их индикаторных признаков.

---

[1] Сравнение химических составов пород проводилось в лаборатории математических методов изучения рудных месторождений ИГЕМ (совместно с Чижовой И.А. и Платоненок И.М.) с использованием программы, составленной для ЭВМ-БЭСМ-6 на языке АЛГОЛ-60. Результаты обработки, помимо таблиц, представлены на диаграммах, составленных по методу Р.М. Константинова. На последних при пересечении каждой пары строка — столбец находится квадрат, в котором отмечены все значимые различия средних между соответствующими сравниваемыми категориями. При этом стрелки направлены в сторону увеличения среднего.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ФОИДОЛИТОВ

В семействе ультраосновных и основных фоидолитов известны весьма редкие калиевые представители — миссурит (лейцит-пироксеновая порода) и фергусит (лейцит-пироксеновая порода с полевым шпатом до 10%). Более обычны калиево-натриевые нефелин-пироксеновые породы. Среди них, в соответствии с принятой классификацией (Классификация и номенклатура..., 1981), различаются несколько видов с характерными парагенезисами породообразующих минералов:

Виды фоидолитов	*Типоморфные парагенезисы породообразующих минералов*
якупирангит	Cpx + Ne (до 10%) + Ol;
мельтейгит	Cpx + Ne (10—30%) ± Ol;
ийолит	Cpx + Ne (30—70%);
уртит	Ne (70%) + Cpx;
ийолит полевошпатовый	Cpx + Ne (30—50%) + Fsp (10—30%);
уртит полевошпатовый	Ne (70—90%) + Fsp (5—25%) + Cpx.

Первые четыре вида относятся к семейству ультраосновных фоидолитов, а содержащие полевой шпат — к семейству основных фоидолитов. Имея в целом весьма простой минеральный состав, эти породы приобретают определенную специфику в разных магматических сериях, как в особенностях химизма, количественных соотношениях главных и второстепенных минералов, так и в составе породообразующих минералов. В связи с этим их вещественный состав может служить показателем условий образования и взаимосвязи с различными магматическими источниками.

Характерные парагенезисы и типоморфные особенности минералов фоидолитов различных щелочных серий. Для ультраосновных и основных фоидолитов из различных калиево-натриевых щелочных серий характерны следующие вариации.

1. В щелочных ультраосновных сериях: 1) преобладание меланократовых разностей, особенно мельтейгитов и ийолитов, содержащих значительные количества титаномагнетита, а в гипабиссальных разностях — оливина; 2) лейкократовые разности (уртиты) появляются, как правило, при метасоматических преобразованиях (нефелинизации мельтейгитов, Кононова, 1976); 3) разности пород, содержащие щелочной полевой шпат, типа полевошпатового ийолита, нередко связаны постепенными переходами с малиньитами, образуют самостоятельные тела и оторваны во времени от основной массы мельтейгитов-ийолитов.

2. В сериях щелочных основных и щелочных средних пород: 1) преимущественно распространены мезо- и лейкократовые разности — ийолиты, уртиты; 2) якупирангиты, мельтейгиты появляются обычно при развитии контактово-метасоматических процессов, в частности, при взаимодействии эгирин-геденбергитовых нефелиновых фойяитов и мраморов (Кононова, 1964; Яшина, 1963); 3) полевошпатовые уртиты и полевошпатовые ийолиты нередко образуют с бесполевошпатовыми нефелин-пироксеновыми породами единые геологические тела и связаны постепенными переходами; отмечается их появление в связи с калишпатизацией ийолитов и уртитов.

Для изучения типоморфных особенностей первичных породообразующих минералов якупирангитов — уртитов из различных серий были подобраны 24 образца типичных неизмененных пород этого семейства, в которых проанализированы сосуществующие минералы. Всего в нашем распоряжении имелось более 100 оригинальных (см. главу 2) анализов нефелинов, пироксенов и Fe-Ti окисных минералов из ультраосновных фоидолитов следующих магматических серий: щелочных ультраосновных пород (серия оливинит, мелилитолит, ультраосновной фоидолит с карбонатитом, серия пироксенит, мельтейгит, ийолит, фельдшпатоидный и щелочной сиенит, карбонатит), щелочных основных пород (субщелочное габбро, тералит, уртит, фойяит) и щелочных средних пород (эгирин-геденбергитовый фойяит, ювит, ийолит-уртит). Состав этих минералов в ийолитах и уртитах, из серий щелочных средних пород, представленных в Ловозерском и Хибинском массивах, рассматривались совместно по литературным данным (Буссен, Сахаров, 1972; Дудкин и др., 1964; Иванова и др., 1970). Привлечены также данные Е.Д. Андреевой (1968), Л.В. Козыревой и Р.А. Филатовой (1975), Р.М. Яшиной (1963) по нефелинам и пироксенам из ийолитов и уртитов, ассоциирующихся с габброидами и эгирин-геденбергитовыми нефелиновыми сиенитами.

Проведенные исследования позволили выявить определенную корреляцию между

Таблица 52. Статистический средний химический состав (в вес. %) и содержание микроэлементов (в г/т) мельтейгитов, ийолитов, уртитов

Компоненты	Мельтейгиты серий			Ийолиты серий					
	щелочных ультраосновных пород			щелочных ультраосновных пород			щелочных основных пород		
	$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	41,75	2,26	17	40,77	1,24	20	44,90	2,17	14
TiO_2	3,22	1,08	17	2,62	1,02	20	1,05	0,63	14
Al_2O_3	8,99	4,47	17	17,42	3,56	20	17,84	3,26	14
Σ Fe	8,65	1,49	16	6,90	1,30	18	9,22	1,73	14
MgO	7,93	2,15	17	4,77	2,44	20	2,22	1,55	14
CaO	15,42	2,54	17	12,42	1,08	20	10,00	2,40	14
Na_2O	5,14	1,49	5	7,73	1,67	9	7,75	2,05	8
K_2O	1,72	0,84	15	3,25	0,67	17	2,15	0,80	11
P_2O_5	0,84	0,86	15	0,51	0,81	17	0,45	0,36	12
MnO	0,15	0,06	15	0,11	0,05	19	0,27	0,06	8
F	0,14	0,12	4	0,08	0,05	4	0,21	0,11	6
CO_2	0,47	0,41	6	0,56	0,49	14	0,43	0,22	6
S	1308	1883	11	437	192	6	816	1045	11
Cl	600	800	7		Не опр.		368	128	7
Sr	805	447	10	769	484	6	851	248	13
Ba	219	136	9	346	165	8	419	326	13
Zr	266	186	11	412	347	9	204	75	11
Nb	64	105	9	84	74	4	13	13	9
Ni	95	31	2	29	3	2	28	23	9
Co	56	20	2	44	38	2	35	17	9
V	309	215	10	231	79	7	75	53	13
Cr	213	190	9	12	7	3	32	23	10
Rb	16	16	9	47	36	4	37	22	10
TR	57*	23	16	60*	45	10	20	0	4

* Результаты статистической обработки данных количественного спектрального анализа.

составом минералов и петрогеохимическим типом фоидолита, участвующим в строении различных магматических серий. Главные типоморфные особенности нефелинов, пироксенов и Fe-Ti окисных минералов сводятся к следующему.

В ийолитах и уртитах из щелочных ультраосновных серий нефелин характеризуется высоким содержанием нефелиновой и низким — анортитовой и кварцевой составляющих, имея достаточно широкие колебания $Ne_{66-81}Ks_{16-29}An_{0-5}Q_{0-5}$[1] при среднем составе $Ne_{76}Ks_{21}An_1Q_2$. Содержание редких щелочей в этих нефелинах низкое: Li_2O 0,0018, Rb_2O 0,004–0,009, Cs_2O менее тысячных долей процента. Пироксен обычно отвечает составу диопсида. Лишь в дайках полевошпатовых ийолитов и малиньитов отмечаются эгирин-диопсиды. Fe-Ti окисные минералы обычно имеют микронеоднородное строение. Характерны структуры распада магнетит+ульвёшпинель, весьма тонкие, различимые только при увеличениях порядка 6000 раз. В этих образцах выделения ильменита, как правило, замещают парагенезис магнетит+ульвёшпинель. Титаномагнетит без видимых структур пластинчатого распада установлен только в приповерхностных образованиях типа оливинового мельтейгит-порфира и оливинового ийолит-порфира.

[1] Подобный широкий диапазон колебаний нефелиновой и кальсилитовой составляющих отмечается в нефелинах и из других магматических серий. Тем не менее обработка результатов с применением многомерного дисперсионного анализа показала значимость различий состава нефелина (Кононова, 1976).

Ийолиты серий						Среднее для ийолита		
щелочных средних пород								
с агпаитовыми фойяитами,			с эгирин-геденбергитовыми фойяитами					
x	s	число анализов	x	s	число анализов	x	s	число анализов
10	11	12	13	14	15	16	17	18
42,60	3,40	17	41,90	1,75	11	42,40	2,72	62
3,47	2,13	17	0,74	0,45	11	2,05	1,43	61
17,55	4,15	17	18,70	3,35	11	17,78	3,57	62
7,03	1,92	17	7,35	1,80	11	7,56	1,89	60
2,38	1,69	17	2,38	1,80	11	3,12	2,23	62
6,02	2,81	17	12,60	2,26	11	10,15	3,47	62
10,57	1,97	17	7,56	2,20	11	8,77	2,39	45
3,32	1,30	17	2,58	0,67	11	2,93	1,03	56
1,27	1,43	16	0,35	0,22	7	0,52	0,63	50
0,32	0,14	17	0,24	0,17	11	0,21	0,13	54
0,27	0,38	15	0,06	0,09	4	0,13	0,09	27
0,28	0,24	4	2,35	1,31	11	1,07	1,18	35
2466	2571	3	1420	2341	5	1044	1525	25
2525	574	4	220	130	5	861	1032	16
3305	2224	9	910*	601	10	1622	1711	28
2268	1482	5	340*	150	10	778	980	27
6326	7973	7	200*	47	10	1860	4686	27
150*	100	6	21*	6	10	35	51	13
20*	15	6	10*	8	10	28	20	11
14*	7	6	31*	12	10	37	20	11
367*	242	6	52*	58	10	130	98	20
17*	8	6		Не опр.		27	22	13
	Не опр.		5*	2	10	40	25	14
23	6	3		Не опр.		56*	53	29

В ийолитах, ассоциирующихся с агпаитовыми фойяитами и луявритами, а также с хибинитами и фойяитами, как правило, присутствует нефелин с высоким содержанием кварцевой и ничтожным — анортитовой составляющих. Колебания составов достаточно широкие: $Ne_{69-75}\ Ks_{16-24}\ An_{0-4}\ Q_{3-9}$ при среднем составе $Ne_{73}\ Ks_{21}\ An_{1}\ Q_{5}$. Для этих нефелинов характерны наиболее высокие содержания редких щелочей: Li_2O 0,003—0,005, Rb_2O 0,011—0,026, Cs_2O 0,0004—0,0006% (Дудкин и др., 1964). Пироксен обогащен эгириновой составляющей и отвечает составу эгирин-диопсида. Среди Fe-Ti окисных минералов отмечаются тонкие структуры распада (магнетит+ульвёшпинель), но значительно чаще диагностируется только ильменит.

Породообразующие минералы фоидолитов из серии щелочных основных пород (субщелочное габбро, тералит, уртит, фойяит) и серии щелочных средних пород (эгирин-геденбергитовый фойяит, ювит, ийолит-уртит) очень близки по составу. Нефелин характеризуется максимальными (до 12%) из известных содержаниями анортитовой составляющей при средних составах: $Ne_{72}\ Ks_{19}\ An_{5}\ Q_{4}$ — для первой серии и $Ne_{75}\ Ks_{19}\ An_{3}\ Q_{3}$ — для второй серии. Обращают на себя внимание близкие величины содержания Fe_2O_3 в нефелинах из рассматриваемых серий (среднее содержание составляет 0,33% и 0,55%) в отличие от нефелинов из ийолитов и уртитов, ассоциирующихся с агпаитовыми фойяитами, хибинитами или ультраосновными породами (среднее содержание окиси железа составляет 1,48% и 1,00%). Пироксен по составу обычно отвечает фассаиту и эгирин-геденбергиту с высоким содержанием кальция, глинозема,

Таблица 52 (окончание)

Компоненты	Уртиты серий					
	щелочных ультраосновных пород			щелочных основных пород		
	$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов
	19	20	21	22	23	24
SiO_2	43,58	2,10	14	42,89	3,35	16
TiO_2	0,89	0,61	14	0,51	0,23	16
Al_2O_3	25,66	4,01	14	26,94	3,72	16
ΣFe	3,67	1,34	14	4,44	1,92	14
MgO	4,13	1,89	14	1,31	0,63	15
CaO	6,51	2,22	14	7,20	3,64	16
Na_2O	10,89	0,38	13	11,78	1,69	6
K_2O	4,52	0,42	13	2,83	0,67	12
P_2O_5	0,32	0,17	13	0,39	0,20	11
MnO	0,14	0,22	11	0,09	0,05	7
F		Не опр.		0,30	0,03	2
CO_2	0,63	0,36	3	0,91	0,65	5
S	322	232	11	549	489	10
Cl	307	45	19	423	157	17
Sr	444	148	12	1135	391	13
Ba	273	272	11	444	24	12
Zr	129	99	10	136	109	12
Nb	36	24	11	16	11	10
Ni	20	3	2	12	5	6
Co	25	20	2	18	10	6
V	82	59	11	34	20	12
Cr	36	35	11	17	18	11
Rb	71	35	11	41	32	12
TR	60	53	11	22	4	5

титана и железа при дефиците кремнезема. Для Fe-Ti окисных минералов характерны структуры распада (магнетит+ильменит) с хорошо индивидуализированными крупными фазами, заметными при оптических исследованиях под микроскопом. Химический состав Fe-Ti окисных минералов этих двух серий имеет заметную специфику: в них резко понижено содержание элементов-примесей (Ti, Ni, Cr, Al, Co, V, Mn) по сравнению с образцами из ийолитов и мельтейгитов карбонатитовых массивов. При сканировании образцов Fe-Ti окисных минералов из ийолит-порфира Кия-Шалтырского массива и малиньита Баянкольского массива выявляются округлые участки, в которых повышено содержание алюминия, что позволяет предполагать наличие шпинели.

Петрогеохимические особенности фоидолитов различных щелочных серий. Характеристика петрогеохимических особенностей отдельных видов фоидолитов встречает определенные трудности в связи с тем, что классификация этих пород основана на содержании нефелина без учета роли второстепенных минералов (щелочной полевой шпат, оливин, титаномагнетит), а также переменного состава породообразующих минералов, в первую очередь пироксена. Еще Д.К. Бейли (The alkaline rocks, 1974) обращал внимание на то, что порода, состоящая в основном из эгирина, резко отличается от породы, в которой пироксен представлен, например, фассаитом. Кроме того, разница в положении границ содержания нефелина, принятая разными исследователями, непомерно расширяет возможные пределы колебаний в содержаниях отдельных окислов. Так, для мельтейгита, по данным Д.К. Бейли, содержание SiO_2 колеблется от 38 до 52, Al_2O_3 от 3 до 19, Na_2O от 3 до 11%. Именно эта недостаточная определенность поня-

Уртиты серий						Среднее для уртита		
щелочных средних пород								
с агпаитовыми фойяитами			с эгирин-геденбергитовыми фойяитами					
$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов
25	26	27	28	29	30	31	32	33
44,85	1,80	15	43,25	5,46	4	43,71	2,86	49
0,73	0,71	15	0,27	0,10	4	0,58	0,45	46
26,79	2,23	15	28,26	2,05	4	26,63	3,31	49
2,95	0,81	15	2,07	0,99	4	3,53	1,54	47
0,38	0,29	15	0,38	0,29	4	1,69	1,68	48
1,49	1,09	15	4,31	3,63	4	5,02	3,58	49
14,42	1,61	15	12,59	0,77	4	13,22	1,97	28
4,32	0,95	15	5,48	1,33	4	4,08	1,13	44
0,67	0,77	12	0,10*	0,02	3	0,35	0,25	34
0,15	0,14	15	0,08	0,10	4	0,09	0,07	34
0,08	0,06	6	0,03	0,01	2	0,13	0,12	11
0,30	0,19	4	1,65	1,02	4	0,89	0,78	16
475	206	4		Не опр.		405	354	28
1421	2073	7	"	"	"	620	1136	26
1218	1306	3	700*	173	3	848	575	28
720	0	1	600*	360	3	377	271	24
2006	1261	5	68*	39	3	480	896	27
	Не опр.		20*	0	3	27	21	21
	"		7*	3	3	14	6	8
	"		12*	8	3	20	12	8
	"		8*	10	3	57	49	23
	"		8*	3	3	27	29	22
	"			Не опр.		56	36	23
	"		25*	7	3	45*	45	18

тий "ийолит", "мельтейгит" затрудняет в большинстве случаев использование литературных аналитических данных, если они не сопровождаются количественно-минеральными подсчетами.

В этой связи нами были подобраны 43 пробы наиболее типичных и свежих ультраосновных фоидолитов, которые были подвергнуты количественно-минералогическому и химическому изучению, включая определение малых и редких элементов. Эти пробы представляют наиболее характерные разности пород детально изученных щелочных массивов Советского Союза, сложенных породами следующих серий: щелочных ультраосновных (Ковдорский, Салмогорский, Турий Мыс, Кугда, Одихинча, Сона, Нижнесаянский, Жидойский), щелочных основных (Кия-Шалтырский, Горячегорский, Сайженский), щелочных средних пород с агпаитовыми фойяитами — луявритами и хибинитами — фойяитами (Хибинский, Ловозерский), либо с эгирин-геденбергитовыми фойяитами (Дахунурский, Чикский, Баянкольский, Чахыртойский).

Аналитические исследования на 24 элемента выполнялись в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитики Е.И. Ломейко, Т.Н. Быкова, Г.Е. Каленчук и др.) и включали определение, помимо главных породообразующих компонентов, группы редких (Zr, Nb, TR), летучих (F, S, CO_2, Cl) элементов, редких щелочей, Ba, Sr и элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V). Используя химически проанализированные пробы в числе эталонов, В.П. Диков выполнил рентгенофлюоресцентный анализ серии образцов на квантометрах типа КРФ-11 и спектрометре Р-1200 (фирма "Phillips"), позволивших получить дополнительные данные по Si, Al, Ti, Fe, Mg, Ca, K, Mn, P, S, Sr, Rb, Zr, Nb, TR. Для всех изучавшихся образцов А.И. Голудзиной (спек-

тральная лаборатория ИГЕМ АН СССР) выполнен полуколичественный спектральный анализ методом испарения в дуге постоянного тока на кварцевом спектрографе СЦ-28. Часть аналитических данных в основном касающихся пород Хибинского и Ловозерского массивов была заимствована из литературы (Иванова и др., 1970; Буссен, Сахаров, 1972; Минаков и др., 1967).

Как показали работы по эффузивам (Chayes, Trochimezyk, 1978), применение методов математической статистики позволяет добиться снижения ошибок, связанных с неоднородностью образцов. Авторами выполнено статистическое сопоставление составов мельтейгитов, ийолитов, уртитов, по которым имелся достаточно представительный материал. В процессе статистической обработки данных спектрального анализа по ряду малых элементов обнаружилась неоднородность выборки и расхождение с результатами химического анализа, обусловленная чаще всего различной точностью методов. В этой связи в настоящий раздел включены результаты обсчета статистических параметров распределения изученных элементов по данным более 200 химических и рентгенофлюоресцентных анализов, а также сравнение этих параметров с помощью критериев Стьюдента и Фишера (Крамбейн и др., 1973). Лишь при отсутствии или малом числе химических анализов использованы результаты статистической обработки данных спектрального анализа.

Учитывая заметные вариации количественно-минеральных составов одних и тех же видов фоидолитов из различных серий, а также типоморфные особенности их главных породообразующих минералов, статистическая обработка данных предусматривала: 1) сравнение разных видов фоидолитов из определенных магматических серий, причем для щелочной ультраосновной серии выполнено статистическое сопоставление мельтейгита, ийолита и уртита, а в остальных сериях ийолита и уртита; 2) вычисление и сопоставление химических составов обобщенных средних значений мельтейгита, ийолита, уртита; 3) сравнение одного вида породы (ийолит и уртит) из разных серий. В таблице 52 помещены некоторые результаты: средние для вида породы из каждой серии, обобщенные средние для ийолита и уртита, а также ряд других данных. Сравнение составов пород с помощью критериев Стьюдента и Фишера (Крамбейн и др., 1975) позволили выявить значимость различий, информация о которых содержится в графиках (рис. 67—69), построенных в соответствии с рекомендациями Р.М. Константинова. Анализ полученных результатов позволяет отметить следующее.

1. Сравнение разных видов (мельтейгит, ийолит, уртит) фоидолитов в какой-либо одной из рассматриваемых магматических серий показало: 1) мельтейгит, ийолит, уртит из щелочной ультраосновной серии не имеют значимых различий по содержанию элементов-примесей и летучих компонентов (Ni, Co, Nb, Ba, F, CO_2 на рис. 67). В то же время они значимо различаются по содержанию породообразующих окислов: максимальные концентрации Na, K, Al, Si характерны для уртитов, Ca, Mg, Fe, Cr для мельтейгитов, а ийолиты имеют, как и следовало ожидать, промежуточный состав; 2) ийолиты и уртиты из серии щелочных основных пород более близки по составу. В них содержания Si, Mg, P, Ni, Cr, Nb, Zr, Li, Rb, Cs, Ba, F, Cl, S, CO_2 не имеют статистически значимых различий, но в то же время ийолиты значимо обогащены Ti, Mn, Co, V, Fe, Ca, а уртиты — Al, Na, K, Sr; 3) ийолиты и уртиты из серий щелочных средних пород с агпаитовыми фойяитами и с хибинитами имеют близкий уровень концентрации P, Zr, Sr, F, Cl, S, CO_2 и значимо различаются по преобладанию Ti, Fe, Mg, Ca, Mn в ийолитах и Si, Al, Na, K — в уртитах; 4) ийолиты и уртиты, образующие серии щелочных средних пород с эгирин-геденбергитовыми фойяитами, значимо различаются по содержанию Ti, Fe, Mg, Ca (повышенные концентрации в ийолитах), Al, Na, K (повышенные концентрации в уртитах) и не имеют значимых различий по содержанию Si, P, Mn, F, CO_2.

Обобщая эти данные, подчеркнем, что в пределах одной щелочной магматической серии мельтейгит, ийолит, уртит различаются главным образом по содержанию породообразующих окислов, имея при этом довольно постоянный уровень концентрации редких и рассеянных элементов.

2. Попытка вычислить обобщенные средние составы ийолитов (см. табл. 52, ан. 16) и уртитов (см. табл. 52, ан. 31) (мельтейгиты изучались только в щелочной ультраосновной серии, для которой они наиболее характерны), оказалась мало результативной. При сравнении статистических параметров выявлены лишь несколько элементов, содержания которых имеют значимые различия: мельтейгиты максимально обогаще-

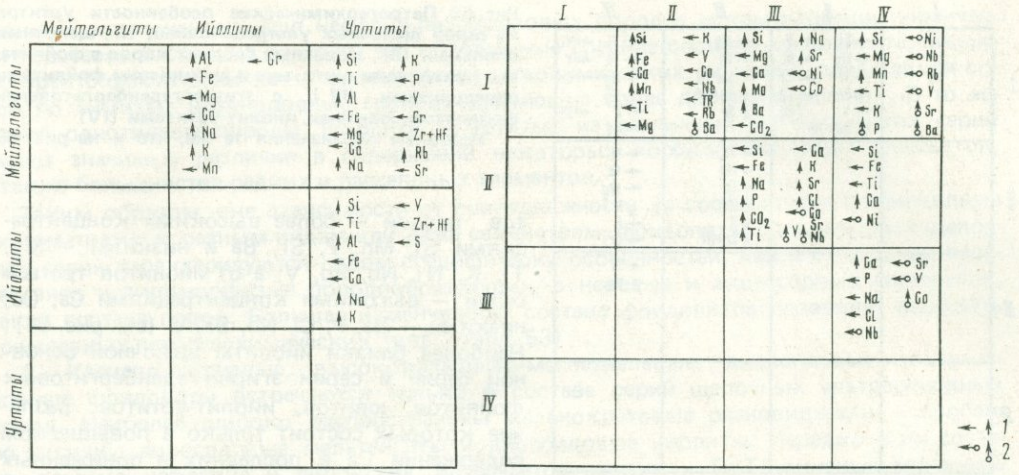


Рис. 67. Сравнение химических составов мельтейгитов, ийолитов, уртитов щелочной ультраосновной серии. Направления стрелок указывают группу со статистически более высокими содержаниями элемента

Рис. 68. Петрогеохимические особенности ийолитов из следующих серий: щелочных ультраосновных (I), щелочных основных (II), щелочных средних пород с фойяитами, луявритами, уртитами и хибинитами, рисчорритами (III), с эгирин-геденбергитовыми фойяитами, ювитами, ийолит-уртитами (IV)

1 — данные химического и рентгенофлюоресцентного анализа, *2* — данные количественного спектрального анализа. Направление стрелок указывает группу со статистически более высокими содержаниями элемента

ны Mg, V, Ni, уртиты характеризуются минимальными количествами Co, V, Mn, Mg, в ийолитах отмечена концентрация Mn. Вместе с тем подавляющая масса породообразующих и редких элементов либо не имеет нормального закона распределения (Nb, Zr, Sr, Ti, P), либо вариации их содержаний (Si, Al, Fe, Ca, Na, K, F) внутри сравниваемых видов перекрывают вариации между видами. Ранее (Кононова, 1976) указывалось, что именно содержание глинозема и окиси натрия лучше всего (с наименьшими перекрытиями составов) увязывается с количественно-минеральным составом. Однако следует иметь в виду, что в подавляющей массе анализы характеризовали породы щелочной ультраосновной серии. Иными словами рассматриваемые виды пород (мельтейгит, ийолит, уртит) не являются статистически однородными по химическому составу. Их средние составы отражают только самые общие черты химизма, не позволяя проследить изменения между видами.

3. Сравнение одного вида породы (ийолит, уртит) из разных серий выявило статистически значимые вариации их петрогеохимических особенностей. Следует иметь в виду, что наиболее подробные данные имелись по ийолитам и уртитам щелочных ультраосновных и щелочных основных серий. Так, ийолиты (см. рис. 68) из всех рассматриваемых серий пород имеют статистически близкие содержания только Zr, Sr, Cr. Уровень концентрации ряда элементов, в том числе породообразующих, является специфическим (высоким или низким) для ийолитов каждой серии: 1) диопсидовые ийолиты из щелочных ультраосновных серий характеризуются значимо высокими концентрациями Mg и низкими Si, Mn, Ba; 2) для фассаитовых ийолитов из щелочных основных серий характерны статистически значимые максимально высокие содержания Si и Fe, минимальные — K; 3) эгирин-диопсидовые ийолиты, ассоциирующие с хибинитами, имеют статистически минимальные количества Ca и наиболее высокие Na, P, Sr, Ba, Cl; 4) фассаитовые и эгирин-геденбергитовые ийолиты, ассоциирующие с эгирин-геденбергитовыми фойяитами, имеют широкие пределы вариаций элементов, которые перекрываются с содержаниями этих элементов в ийолитах из других серий. Однако при сопоставлении ийолитов, ассоциирующих с эгирин-геденбергитовыми фойяитами, с ийолитами из других рассматриваемых серий, выявляются некоторые их различия. Так, ийолиты четвертой (см. нумерацию серий в начале раздела) серии отличаются от ийоли-

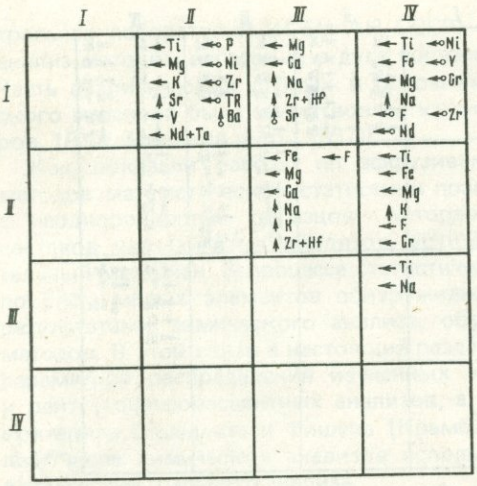


Рис. 69. Петрогеохимические особенности уртитов из серий щелочных ультраосновных (I), щелочных основных (II), щелочных средних пород с фойяитами, луявритами, уртитами и хибинитами, фойяитами, рисчорритами (III), с эгирин-геденбергитовыми фойяитами, ювитами, ийолит-уртитами (IV)

Условные обозначения те же, что и на рис. 68

тов первой — более высокими концентрациями Si, Mn, P, Sr, Ba и низкими — Mg, Ti, K, Ni, Nb, Rb, V, а от ийолитов третьей серии — высокими концентрациями Ca, Co, низкими — Na, P, Cl, Nb, Sr, V (см. рис. 68). Наиболее близки ийолиты щелочной основной серии и серии эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитов, ийолит-уртитов, различие которых состоит только в повышенном содержании Ca в последних и пониженных Si, Ti, Fe, Ni.

Уртиты (см. рис. 69) из различных серий варьируют по составу меньше, чем ийолиты. Не установлено значимых различий в содержании Si, Al, Mn, CO_2, Cl, S, Co. В то же время характерными петрохимическими признаками являются: 1) для диопсидовых уртитов щелочных ультраосновных серий характерны максимально высокие содержания Mg. Концентрация Nb, TR, Zr в них значимо выше, чем в уртитах второй и четвертой серий; 2) фассаитовые уртиты второй и четвертой серий наиболее близки по составу. Для них характерны минимальные содержания V, Nb, Ni, TR, а для уртитов из щелочной основной серии также значимо минимальные содержания K; 3) по эгирин-диопсидовым уртитам из массивов с агпаитовыми фойяитами и хибинитами имелось весьма ограниченное число данных, что не позволяет дать их полную характеристику, но обращают внимание значимо минимальные содержания Ca и максимальные—Zr.

Выполненные петрогеохимические исследования показали, что мельтейгиты, ийолиты, уртиты из одной серии магматических пород имеют значимые различия в содержаниях породообразующих элементов и близкий уровень концентрации редких и рас-

Таблица 53. Петрохимические типы калиево-натриевых ультраосновных и основных фоидолитов

Петрохимический тип	Порода	Типоморфные породообразующие минералы		Характерные второстепенные и акцессорные минералы
		нефелин	пироксен	
Калиево-натриевый высококальциево-магнезиальный	Диопсидовые якупирангит, **мельтейгит, ийолит,** уртит	Содержание Ne-составляющей высокое, An и Q-составляющей — низкое, Fe_2O_3 около 1%	**Диопсид эгирин-диопсид**	Оливин, Fe-Ti окисные минералы (титаномагнетит, магнетит + ульвёшпинель, ильменит), апатит, перовскит
Калиево-натриевый высококальциево-железистый	Фассаитовые (реже эгирин-геденбергитовые) мельтейгиты, **ийолиты, уртиты**	Содержание An-составляющей максимальное, Fe_2O_3 0,3—0,5%	**Фассаит,** эгирин-геденбергит	Иногда плагиоклаз и Na-K полевой шпат, апатит, Fe-Ti окисные минералы (магнетит + ильменит), иногда сульфиды
Натриевый и калиево-натриевый, низкокальциевый	Эгириновые и эгирин-диопсидовые мельтейгиты, **ийолиты, уртиты**	Содержание Q-составляющей высокое, Fe_2O_3 около 1,5%	**Эгирин, эгирин-диопсид**	Na-K полевой шпат, апатит, лампрофиллит эвдиалит, энигматит, Fe-Ti окисные минералы (магнетит + ульвёшпинель, ильменит)

сеянных компонентов. Для нефелин-пироксеновых пород в целом вариации химических составов настолько широки, что обобщенные средние составы мельтейгита, ийолита, уртита фактически почти не имеют петрогеохимических различий, представляя собой по химизму неоднородные группы, требующие более дробного деления. В то же время однотипные породы (ийолиты и уртиты) из различных магматических серий имеют значимые различия в содержании некоторых породообразующих элементов, а также большинства редких и рассеянных элементов.

Таким образом, вне зависимости от принадлежности (в соответствии с принципами систематики) к разным видам или даже семействам, фоидолиты определенных щелочных серий характеризуются рядом специфически особенностей, как в отношении парагенезиса и типоморфизма породообразующих, а нередко и акцессорных минералов, так и состава пород. Большая изменчивость состава фоидолитов позволяет выделить три главных петрогеохимических типа (табл. 53).

1. Калиево-натриевые, высококальциево-магнезиальные, диопсидовые ультраосновные фоидолиты встречаются только в составе серий щелочных ультраосновных пород. Наиболее широко распространены меланократовые разновидности — особенно типичны диопсидовые мельтейгиты и диопсидовые ийолиты. Нередко в их составе, помимо нефелина и пироксена, встречается оливин и Fe-Ti окисные минералы (в значительном количестве). В числе последних встречаются титаномагнетит, а чаще продукты его распада, представленные парагенезисом магнетит + ульвёшпинель. Для породообразующего нефелина характерно высокое содержание нефелиновой и низкое — анортитовой и кварцевой составляющей, отмечается примесь FeO до 1,00%. В химическом составе этого петрогеохимического типа ультраосновных фоидолитов отмечены статистически значимо высокие концентрации Mg и низкие Si, Mn, Ba.

2. Натриевые и калиево-натриевые, низкокальциевые эгирин-диопсидовые и эгириновые ультраосновные и основные фоидолиты характерны для серий щелочных средних пород и встречаются в ассоциации с агпаитовыми фойяитами-луявритами, хибинитами-фойяитами, а также в серии эгириновых фойяитов с полевошпатовыми ийолитами. Наиболее обычны мезо- и лейкократовые виды — ийолиты, уртиты и их полевошпатовые эквиваленты. Среди породообразующих минералов, помимо нефелина и пироксена, обычно присутствуют щелочной полевой шпат и акцессорная примесь Fe-Ti окисных минералов. Как правило, последние представлены ильменитом,

Особенности петрохимии, вес.%					Характерные элементы-примеси, г/т			
Al_2O_3	ΣFe	MgO	CaO	CO_2	Sr	Ba	Zr	Nb
9–25	8–3	8–4	15–6	0,47–0,63	805–444	219–346	412–129	84–36
17	7	5	12	0,56	769	346	412	84
18–28	9–4	2–1	10–7	0,43–0,91	851–1135	419–444	204–136	13–16
19	9	2	10	0,43	851	419	204	13
18–27	7–3	2–0,3	6–1	0,28–0,30	3305–1218	2268–720	6326–2006	150
17	7	2	6	0,28	3305	2268	6326	150

Примечание. Выделены наиболее распространенные породы и минералы. Содержания элементов даны по табл. 52; в числителе — колебания составов фоидолитов в пределах петрогеохимического типа, в знаменателе — содержание элемента в ийолите определенного петрогеохимического типа.

хотя иногда встречаются тонкие срастания магнетита с ульвёшпинелью. Состав породообразующего нефелина имеет высокую долю кварцевой составляющей при низкой — анортитовой, отмечается значительная примесь Fe_2O_3 (около 1,5%). Для химического состава эгириновых и эгирин-диопсидовых ультраосновных фоидолитов характерны статистически значимо максимальные содержания Na, P, Sr, Ba, Cl и минимальные — Ca.

3. Калиево-натриевые, высококальциево-железистые фассаитовые ультраосновные фоидолиты являются членами магматических серий щелочных основных (субщелочное габбро, тералит, уртит, фойяит) и щелочных средних пород (эгирин-геденбергитовые фойяиты, ювиты, ийолит-уртиты). Они представлены главным образом мезо- и лейкократовыми разностями. В числе типоморфных особенностей нефелина отмечаются максимально высокие содержания анортитовой составляющей и низкие — FeO (порядка 0,3—0,5%). Fe—Ti окисные минералы редки и представлены продуктами распада, включающими фазы магнетита и ильменита. Хотя фассаитовые ийолиты и уртиты двух упомянутых серий различаются по химическому составу (в первой — более высокие содержания Si, Fe, Ti, Ni и низкие — K; во второй — повышенные концентрации Ca), они имеют много общего, что и позволяет их рассматривать как единый петрогеохимический тип ультраосновных фоидолитов.

В заключение подчеркнем, что петрогеохимические типы ийолитов и уртитов несут информацию об особенностях расплавов, из которых они кристаллизовались, физико-химических условиях формирования, в том числе геодинамическом режиме, и принадлежности к определенной магматической серии пород. Ранее (Кононова, 1976) в ийолитах отмечались повышенные содержания таких элементов-примесей, которые в ходе становления щелочных массивов концентрируются в промышленных количествах. В числе таких элементов указывались P, Nb, Zr, Be, TR в ийолитах и уртитах, ассоциирующих с агпаитовыми фойяитами-луявритами и с хибинитами — фойяитами, в то же время для ийолитов щелочных ультраосновных серий характерны повышенное содержание таких элементов-примесей, как P, Nb, Zr, Cu, TR. Широкие вариации содержаний малых элементов в интрузивных щелочных породах не позволили на базе имеющихся данных проверить это предположение с применением методов математической статистики.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЩЕЛОЧНЫХ ГАББРОИДОВ И ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Щелочные базальтоиды и щелочные габброиды — основные породы щелочного ряда. В них выделены соответствующие семейства и виды. Каждый вид имеет многочисленные разновидности, отличающиеся между собой по содержанию главных, характерных второстепенных и акцессорных минералов.

Главными породообразующими минералами видов щелочных базальтоидов и щелочных габброидов являются: пироксен (титанистый фассаит), оливин, плагиоклаз (лабрадор — в тералитах, тешенитах и тефритах, андезин — в эссекситах и трахибазальтах), щелочной полевой шпат (олигоклаз — в шонкинитах) и фельдшпатоиды. Второстепенные минералы представлены баркевикитом, керсутитом или гастингситом, иногда биотитом; акцессорные минералы — апатитом, титаномагнетитом. В зависимости от состава фельдшпатоидов в семействе щелочных габброидов выделяются следующие виды: тералит и эссексит (с нефелином), тешенит (с анальцимом), шонкинит (с псевдолейцитом), а в семействе щелочных базальтоидов — тефрит (с нефелином или анальцимом), лейцитовый тефрит (с лейцитом), нефелиновый трахибазальт (с нефелином), лейцитовый трахибазальт (с лейцитом).

В целом же парагенезисы минералов — в главных видах — гомологах вулканических и интрузивных пород следующие:

Виды щелочных базальтоидов и щелочных габброидов	*Типоморфные парагенезисы породообразующих минералов*
тефрит и тералит	$Ne + Pl_{50-80} + Px \pm Ol$
анальцимовый тефрит и тешенит	$Anc + Pl_{50-80} + Px \pm Ol$
нефелиновый трахибазальт и эссексит	$Ne + Pl_{40-50} + K = Fsp + Px(Am) \pm Oi$
лейцитовый трахибазальт и шонкинит	$Lc(L\acute{c}) \pm Pl_{20-40} \pm K = Fsp + Px(Bt) \pm Ol$

Таблица 54. Статистический средний химический состав видов щелочных базальтоидов (в вес.%)

Компоненты	Тефрит			Оливиновый тефрит (базанит)			Лейцитовый тефрит		
	$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов
SiO_2	46,01	1,65	41	45,75	1,60	58	47,81	1,54	23
TiO_2	1,84	1,02	40	2,39	0,81	58	1,20	0,58	23
Al_2O_3	17,64	3,58	41	14,27	2,22	58	17,18	1,74	23
Fe_2O_3	5,27	1,35	41	4,09	1,58	58	4,20	1,53	23
FeO	5,44	1,78	41	6,96	1,86	58	5,00	1,42	23
MgO	4,56	2,98	41	8,11	2,44	58	4,58	1,71	23
MnO	0,26	0,17	36	0,19	0,05	46	0,16	0,06	17
CaO	8,82	1,69	41	9,50	1,65	58	8,40	1,86	23
Na_2O	4,40	1,51	41	4,00	0,79	58	2,67	0,58	23
K_2O	2,12	0,68	41	2,19	0,68	58	4,56	1,34	23

Таблица 54 (окончание)

Компоненты	Оливиновый лейцитовый тефрит (лейцитовый базанит)			Нефелиновый трахибазальт			Лейцитовый трахибазальт		
	$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов
SiO_2	46,10	1,73	26	48,91	1,51	38	48,88	1,46	11
TiO_2	2,73	0,71	26	2,3	0,40	37,	2,27	0,66	11
Al_2O_3	13,99	1,65	26	14,70	2,28	38	14,94	1,86	11
Fe_2O_3	3,19	1,16	26	4,29	2,07	38	3,74	2,29	11
FeO	7,98	1,58	26	6,56	2,33	38	5,93	2,34	11
MgO	7,84	2,09	26	6,33	2,65	38	7,39	2,77	11
MnO	0,19	0,03	23	0,19	0,04	36	0,15	0,04	10
CaO	9,39	1,51	26	7,98	1,32	38	7,64	0,96	11
Na_2O	3,22	0,72	26	4,30	0,63	38	3,56	0,92	11
K_2O	3,48	0,76	26	2,44	0,74	38	3,80	1,03	11

Таблица 55. Статистический средний химический состав видов щелочных габброидов (в вес.%)

Компоненты	Тералит			Тешенит		
	$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов
SiO_2	46,39	1,99	53	46,66	2,12	62
TiO_2	1,02	0,71	53	1,68	0,72	56
Al_2O_3	19,85	4,65	53	17,28	2,13	62
Fe_2O_3	4,10	2,17	53	4,87	1,91	62
FeO	6,15	2,14	53	5,08	2,05	62
MgO	2,05	2,30	52	4,29	2,11	62
MnO	0,23	0,09	43	0,17	0,07	52
CaO	8,97	2,77	52	8,11	2,35	62
Na_2O	7,03	2,91	53	4,30	1,40	62
K_2O	2,10	0,81	52	1,99	0,79	59
P_2O_5	0,80	0,62	38	0,66	0,33	49

Таблица 55 (окончание)

Компоненты	Эссексит			Шонкинит		
	$\bar{x}$	s	число анализов	$\bar{x}$	s	число анализов
SiO_2	49,12	2,71	43	48,55	2,52	91
TiO_2	1,59	1,06	38	1,15	0,73	83
Al_2O_3	18,84	3,40	43	12,89	2,65	91
Fe_2O_3	3,40	1,70	43	4,98	2,22	91
FeO	5,56	2,25	43	5,07	1,60	91
MgO	2,61	1,05	38	6,56	2,83	91
MnO	0,15	0,12	26	0,19	0,10	75
CaO	7,54	2,01	42	9,76	2,47	90
Na_2O	5,23	1,78	43	2,92	1,35	92
K_2O	2,72	1,02	43	4,77	1,54	92
P_2O_5	0,61	0,36	28	0,73	0,35	71

Виды щелочных базальтоидов и щелочных габброидов являются постоянными членами вулканических и интрузивных серий щелочных основных пород, в составе которых могут присутствовать кроме того щелочные ультраосновные и щелочные средние породы.

Каждый вид щелочных базальтоидов и щелочных габброидов имеет характерные особенности химического состава, что особенно отчетливо выявилось из сравнительного математического анализа, для которого использовались критерии Стьюдента (средние содержания) и Фишера (дисперсия содержания). Обработка данных химических анализов (на ЭВМ "Мир-2") производилась в следующей последовательности: 1) вычисление статистических параметров выборочного распределения; 2) проверка соответствия выборочного распределения нормальному закону; 3) сравнение дисперсий выборок по критерию Фишера; 4) проверка гипотезы о равенстве средних двух выборок с помощью критерия Стьюдента. Результаты обработки представлены в табл. 54 и 55 и на диаграммах (рис. 70), составленных по методу Р.М. Константинова.

Значимые различия более отчетливо обнаружились между калиево-натриевыми и калиевыми породами, а именно между тефритом и лейцитовым тефритом; нефелиновым трахибазальтом и лейцитовым трахибазальтом. Так, в тефрите и нефелиновом трахибазальте, где главный минерал представлен натриевым фельдшпатоидом (нефели-

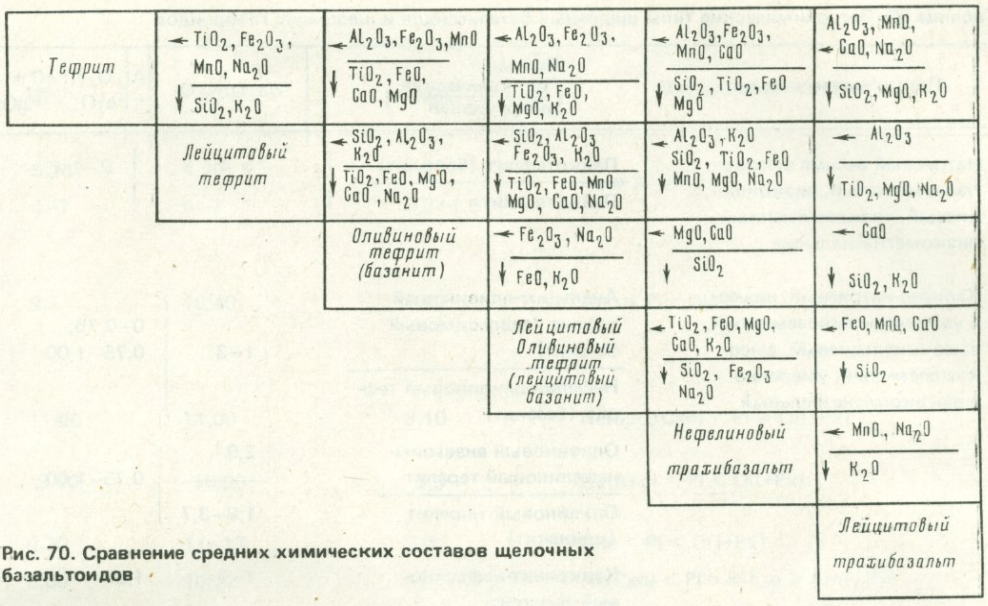


Рис. 70. Сравнение средних химических составов щелочных базальтоидов

ном, анальцимом, содалитом и др.), повышено содержание натрия, а в лейцитовом тефрите и лейцитовом трахибазальте с калиевым фельдшпатоидом (лейцитом) возрастает калий, при незначимых различиях других компонентов.

В то же время нефелиновый трахибазальт по химизму статистически значимо отличается от тефрита более высоким содержанием кремнезема и более низкими концентрациями глинозема и кальция. За счет того, что в тефрите отсутствует щелочной полевой шпат, а в нефелиновом трахибазальте он является одним из главных минералов.

Лейцитовый трахибазальт значимо отличается от нефелинового трахибазальта по содержанию калия.

Такие же значимые различия наблюдаются и между главными видами щелочных габброидов (табл. 55, рис. 71). При этом необходимо учесть, что 1) для выделения главных видов щелочных базальтоидов и щелочных габброидов принимались во внимание значимые различия лишь таких компонентов, как SiO_2, K_2O и Na_2O; 2) для вычисления статистического среднего состава видов использовались химические анализы соответствующих пород разных вулканических провинций как континентов, так и океанических островов, а также все известные в природе разновидности. Все это привело к достаточно широким вариациям состава отдельных видов, что вполне согласуется с принципами систематики ("Классификация и номенклатура..., 1981), в то же время недостаточно раскрываются характерные петрохимические индивидуальности каждого вида. Поэтому была сделана попытка выявить тонкие особенности химизма каждого вида с учетом других компонентов, таких, как алюминий, кальций, железо, магний, и на основе этого выделить главные петрохимические типы щелочных базальтоидов и щелочных габброидов. При этом необходимо иметь в виду, что вулканические породы имеют своих аналогов среди интрузивных пород и при сопоставлении средних статистических составов одних и других (рис. 72) обнаружились значимые различия между ними. Так, вулканические породы — тефрит, лейцитовый тефрит, нефелиновый трахибазальт и лейцитовый трахибазальт отличаются значимо от интрузивных — тералита, тешенита, шонкинита и эссексита. Титана, магния, железа больше в вулканических породах, тогда как щелочей и глинозема больше в интрузивных породах.

Как видно из табл. 56, среди семейств щелочных базальтоидов и щелочных габброидов представляется возможным выделить три главные петрохимические типа: натриевый, калиево-натриевый и калиевый, которые кроме того различаются по содержанию кальция, магния, железа и алюминия.

Таблица 56. Петрохимические типы щелочных базальтоидов и щелочных габброидов

Петрохимический тип	Порода (вулканическая / интрузивная)	Na_2O/K_2O	$Al_2O_3/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$
Натриевый весьма высокоглиноземистый, низкокальциевый, низкожелезистый, низкомагнезиальный	Лейкотефрит (берешит) / Лейкотералит	⩾ 4	2–4 и >
Калиево-натриевый, низко- и умеренно-глиноземистый, высококальциевый, высокожелезистый, умеренно- и высокомагнезиальный	Анальцим-оливиновый тефрит (анальцимовый базанит) / Нефелин-оливиновый тефрит (базанит)	1–3	0–0,75; 0,75–1,00
	Оливиновый анальцим-нефелиновый тералит / Оливиновый тешенит (кринанит)	2,9 / 1,8–3,7	0,75–1,00
	Канкринит-нефелиновый эссексит / Нефелиновый шонкинит	1–2 / 0,9–1,5	1,5 / 0,5
Умеренно-глиноземистый, умеренно- и высококальциевый, умеренно-железистый, низко-, умеренно- и высокомагнезиальный	Содалит-нефелиновый трахибазальт	2–4	2–3
	Содалитовый эссексит / Олигоклаз-нефелиновый трахибазальт (нефелиновый муджиерит)	2–3	2,6 / 0,75–1; 1–2
	Лейкотешенит	2–5	1,50
	Баркевикитовый тешенит	2,5	1,00
Калиевый умеренно- и высокоглиноземистый, умеренно-кальциевый, умеренно-железистый, умеренно- и высокомагнезиальный	Нефелин-лейцитовый тефрит / Оливин-лейцитовый трахибазальт	0,2–1 / 0,2–1	0,75–1; 1–2
Низко- и умеренно-глиноземистый, высококальциевый, высокожелезистый, высокомагнезиальный	Оливин-лейцитовый тефрит (лейцитовый базанит) / Псевдолейцит-оливиновый шонкинит	0,3–1	0–0,75; 0,75–1

Натриевый петрохимический тип щелочных базальтоидов и щелочных габброидов характеризуется высокой глиноземистостью и низким содержанием кальция, железа и магния. Это, как правило, лейкократовые щелочные габброиды и базальтоиды со значительным содержанием нефелина (лейкотералит и лейкотефрит). Они рассматриваются как потенциальная руда на глинозем.

Лейкотефрит (берешит) — довольно редкая, но весьма оригинальная порода. Главный минерал — нефелин —, количество которого нередко достигает 50%, образует многочисленные крупные порфиробласты четырех- и шестигранных очертаний. Последние отчетливо выделяются на темном фоне тонкозернистой основной массы наряду

CaO	Σ Fe	MgO	Минеральный состав
5,30	4,20	1,30	Ne ⩾ Pl ⩾ Px
4–7	4–7	0,2–1,5	
9,7	10,40	7,60	Anc ⩽ Pl = Ol(+Px)
11,00	11,00	8,10	Ne(Sod, Can) < Pl ⩾ Ol(+Px)
9,00	10,90	8,5	Ne(Anc) ⩽ Pl ⩽ Ol(+Px)
9,30	11–13	7,0	Anc < Pl ⩽ Ol(+Px)
8,00	10,20	4,5	Ne(Can) < Pl = K-Fsp ⩾ Am(±Px)
11,20	16,00	4,5	(Ne(± Lć) < K-Fsp(±Px) = Px(±Ol)
8,0	6,7	1,70	Ne, Sod < K-Fsp > Pl(And ⩾ Px(±Am±Ol)
6,0	6,0	1,50	Sod(±Ne) ⩽ Pl = K-Fsp = Px(±Am)
8,5	11,90	6,6	Ne < K-Fsp > Pl(Olg) ⩾ Px(±Am±Ol)
9,0	8,30	3,7	Anc ⩽ Pl(±K-Fsp) ⩾ Px(±Olg) ± Bt ± Am
7,7	8,30	4,5	Anc < Pl = Am(±Bt, Ol)
8,4	9,2	4,6	Lc, Ne < Pl = Px(±Ol)
7,6	9,2	7,4	Lc < K-Fsp(San) > Pl ⩾ Px(+Ol ± Am)
9,4	11,2	7,8	Lc < Pl ⩾ Ol(±Px)
11,50	10,80	12,90	Lć ⩽ K-Fsp(+Pl) = Ol + Px

с более редкими и более мелкими зернами пироксена и плагиоклаза. Основная масса породы тонко раскристаллизована, имеет интерсертальную структуру и состоит из плагиоклаза (лабрадора, иногда андезина), изредка щелочного полевого шпата, нефелина, пироксена (титанистого фассаита). Нефелин вкрапленников нередко интенсивно замещен агрегатом из цеолитов, анальцима, канкринита или шпреуштейнизирован. Плагиоклаз и пироксен изменены слабо.

Лейкотералит — существенно нефелиновая (50–60%) порода с основным плагиоклазом (около 20%) и пироксеном (титанистым фассаитом). Лейкотералит встречен пока лишь в двух регионах Советского Союза — в Кузнецком Алатау и Забайкалье (Витимское нагорье).

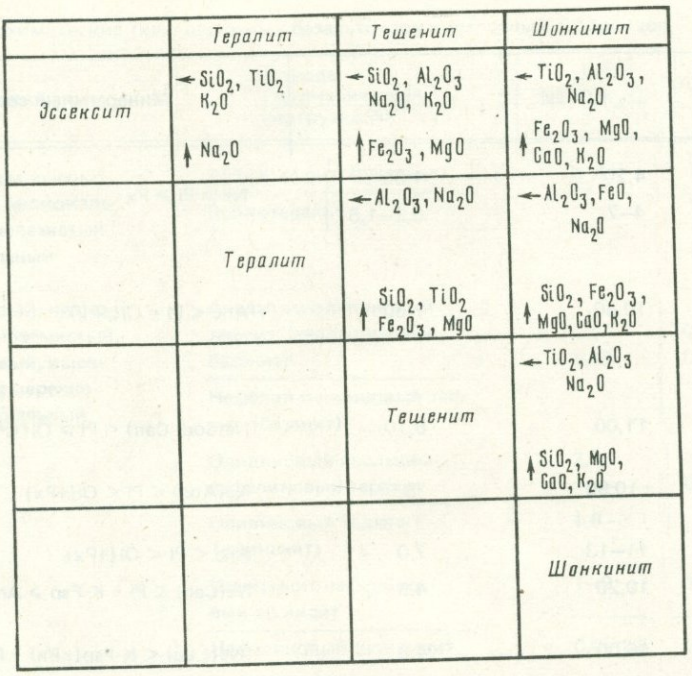


Рис. 71. Сравнение средних химических составов щелочных габброидов

Калиево-натриевый петрохимический тип — самый распространенный среди щелочных основных пород. Для него характерны низко- и умеренно-глиноземистые породы то с незначительным, то с довольно высоким содержанием кальция, железа и магния. К калиево-натриевым (низко- и умеренно-глиноземистым, высококальциевым, высокожелезистым, высокомагнезиальным) породам относятся анальцим-оливиновый тефрит, нефелин-оливиновый тефрит, оливиновый анальцим-нефелиновый тералит и оливиновый тешенит. Это — существенно оливиновые, чаще всего меланократовые вулканические породы порфировой структуры с вкрапленниками оливина. Основная масса пород темная, слабо раскристаллизована, состоит из оливина, пироксена (титанистого фассаита), основного плагиоклаза, нефелина или анальцима. Последние, как правило, заполняют промежутки между другими минералами. Обильны титаномагнетит и апатит. Интрузивный (оливиновый тешенит, канкринит-нефелиновый эссексит, нефелиновый шонкинит) калиево-натриевый петрохимический тип — средне- или мелкозернистый существенно оливиновый с пироксеном (титанистый фассаит), основным плагиоклазом (лабрадор, битовнит), нефелином и (или) анальцимом, титаномагнетитом и апатитом.

Оливиновый тешенит — порода меланократовая, обладает нередко порфировой структурой, состоит из основного плагиоклаза, лилового титанистого фассаита, оливина (и псевдоморфоз по нему), анальцима, титаномагнетита, апатита и хлорита. Пироксен — титанистый фассаит с отчетливой структурой песочных часов. По отношению к плагиоклазу он резко ксеноморфен, хотя нередко встречаются и правильные идиоморфные зерна. Баркевикит (или керсутит) — второстепенные минералы нередко обрастают по периферии отдельные зерна титанистого фассаита или образуют самостоятельные призматические хорошо образованные кристаллы. Оливин обилен в оливиновом тешените. Его зерна то правильной, то округлой или слегка удлиненной формы, чаще всего нацело замещены хлоритом или иддингситом, почти всегда заключены в плагиоклазе, изредка в титанистом фассаите. Биотит довольно редкая примесь в виде мелких неправильных чешуек, обрастающих зерна титаномагнетита, нередко обнаруживают тесную ассоциацию с иддингситом и хлоритом. Титаномагнетит образует либо неправильные изометричные зерна, либо с правильными кристаллографическими очер-

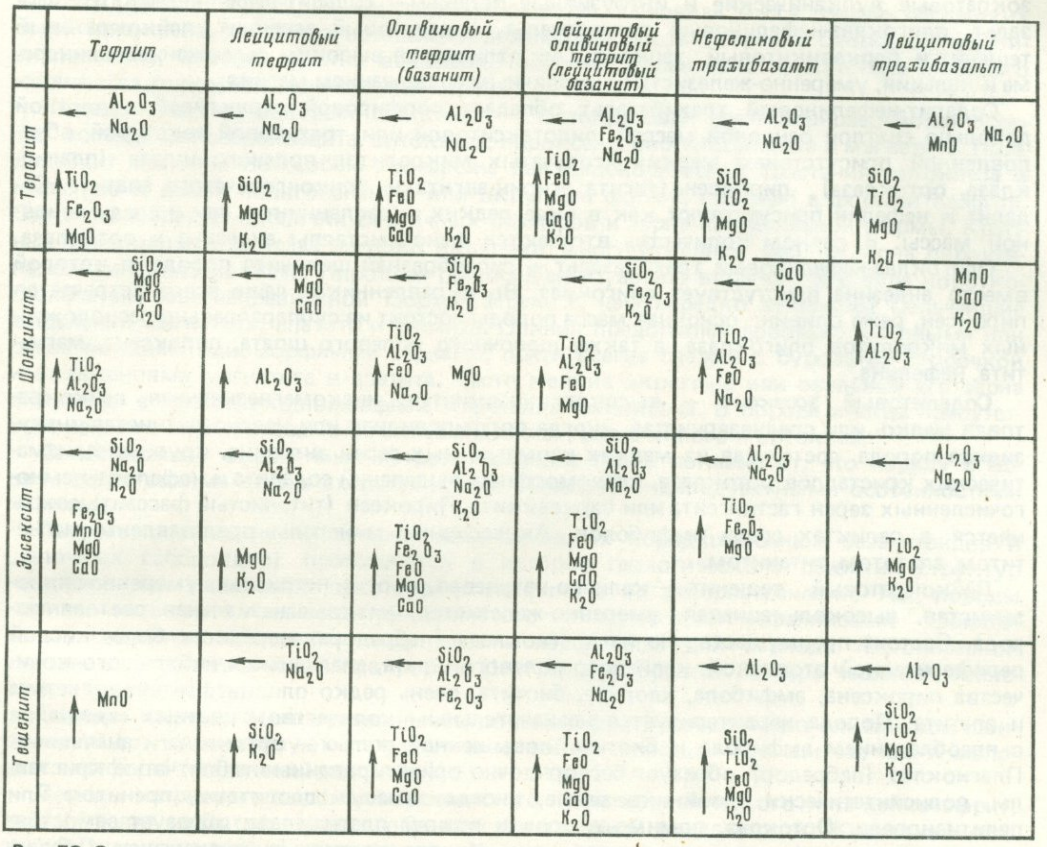


Рис. 72. Сопоставление петрохимических особенностей щелочных базальтоидов и щелочных габброидов

таниями. Апатит встречается постоянно в виде призмочек различного размера или тонких длинных иголочек.

Канкринит-нефелиновые эссекситы и нефелиновые шонкиниты по своим петрохимическим показателям также относятся к калиево-натриевому низко- и умеренно-глиноземистому, высококальциевому, высокожелезистому типу, но менее магнезиальны. Это сравнительно редкие типы пород.

Канкринит-нефелиновые эссекситы — мезократовые породы трахитоидной структуры, обусловленной субпараллельным расположением лейст микроклин-пертита и длиннопризматических кристаллов канкринита. Плагиоклаз в них обычно представлен олигоклазом, образующим изометричные мелкие зерна, а темноцветные минералы — пироксеном (титанистым фассаитом, эгирин-авгитом), амфиболом (керсутитом, баркевикитом), биотитом и единичными зернами оливина. Встречаются также канкринит-нефелиновые эссексит-пегматиты с андезином, олигоклазом и с крупными кристаллами канкринита.

Нефелиновые шонкиниты — среднезернистые мезократовые породы, которые состоят из ортоклаза, нефелина, пироксена (эгирин-диопсида), биотита и акцессорных — апатита и магнетита. Ортоклаз обычно образует довольно крупные неправильной или таблитчатой формы зерна, в которых пойкилитически включены все другие минералы. Нефелин в этих породах встречается либо в мелких идиоморфных зернах в полевом шпате, либо образует резко ксеноморфные выделения в промежутках между другими минералами. Пироксен идиоморфен, короткопризматические кристаллы его почти всегда обрастают чешуйками биотита или амфиболом. Биотита много и среди агрегатов, состоящих из титанита и меланита.

К калиево-натриевому типу, помимо выше рассмотренных, относятся лейко- и ме-

зократовые вулканические и интрузивные породы — содалит-нефелиновый трахибазальт, олигоклаз-нефелиновый трахибазальт, содалитовый эссексит, лейкократовый тешенит и баркевикитовый тешенит. Они отличаются высоким содержанием глинозема и кальция, умеренно-железистые с различным содержанием магния.

Содалит-нефелиновый трахибазальт обладает порфировой структурой с плотной довольно светлой основной массой, пилотакситовой или трахитовой текстурой, обусловленной присутствием мелких игольчатых микролитов полевого шпата (плагиоклаза, ортоклаза), пироксена (авгита, эгирин-авгита) и тонкоигольчатого апатита. Содалит и нефелин присутствуют как в виде редких вкрапленников, так и среди основной массы. В равном количестве втречаются фенокристаллы андезина и ортоклаза.

Олигоклаз-нефелиновый трахибазальт — своеобразная щелочная порода, в которой вместо андезина пристуствует олигоклаз. Во вкрапленниках чаще всего встречается пироксен, реже оливин; основная масса породы состоит из субпараллельно расположенных микролитов олигоклаза, а также щелочного полевого шпата, пироксена, магнетита, нефелина.

Содалитовый эссексит — высокоглиноземистая, низкомагнезиальная лейкократовая мелко- или среднезернистая, иногда порфировидная или неясно пятнистая интрузивная порода, состоящая из мелких изометричных зерен андезина, крупных призматических кристаллов ортоклаза, ксеноморфных выделений содалита и нефелина, немногочисленных зерен гастингсита или баркевикита. Пироксен (титанистый фассаит) сохраняется в реликтах среди амфиболов. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, титанитом.

Лейкократовый тешенит — калиево-натриевая, иногда натриевая, умеренно-глиноземистая, высококальциевая, умеренно-железистая, низкомагнезиальная светлая порода. Состоит преимущественно из плагиоклаза (лабрадора) нередко с более кислой периферической оторочкой, калиевого полевого шпата, анальцима и небольшого количества пироксена, амфибола, хлорита, биотита, очень редко оливина, титаномагнетита и апатита. Порода характеризуется незначительным количеством цветных минералов с преобладанием амфибола и биотита, повышенной ролью — ортоклаза и анальцима. Плагиоклаз (лабрадор) образует беспорядочно ориентированные таблитчатые кристаллы, полисинтетически сдвойникованные, иногда замещен цеолитами, пренитом или пелитизирован. Ортоклаз, помимо оторочки вокруг плагиоклаза, образует самостоятельные ксеноморфные зерна или таблички. Иногда он включен в анальцим. Последний выполняет угловатые и неправильные промежутки между плагиоклазом и амфиболом. Афибол нередко образует идиоморфные довольно крупные, но редкие кристаллы, иногда он замещает пироксен, от которого остаются только мелкие реликты.

Баркевикитовый тешенит — калиево-натриевоая, умеренно-глиноземистая, умеренно-кальциевая, умеренно-железистая, умеренно-магнезиальная мезократовая среднезернистая полнокристаллическая порода — состоит из основного плагиоклаза, титанистого фассаита, баркевикита, небольшого количества биотита.

Калиевый петрохимический тип как среди вулканических, так и интрузивных щелочных основных пород довольно широко распространен. Характерно, что всем породам, относящимся к данному типу, свойственна сравнительно высокая магнезиальность при переменной кальциевости, железистости и глиноземистости. К высоко- и умеренно-глиноземистым калиевым породам относятся нефелин-лейцитовый тефрит и оливин-лейцитовый трахибазальт. Внешне они похожи на натриевые и калиево-натриевые вулканические породы, от которых отличаются присутствием калиевого фельдшпатоида (лейцита), а в химизме — высокой ролью калия и магния. Лейцит в этих породах встречается в виде округлых полигональных кристаллов, бесцветных, прозрачных, иногда желтовато-бурых, относительно равномерно распределенных или образующих гломеропорфировые сростки. В некоторых случаях он содержит многочисленные мельчайшие трудно распознаваемые включения, располагающиеся концентрически. Иногда лейцит обнаруживается лишь в стекловатой части основной массы.

К низко- и умеренно-глиноземистым породам рассматриваемого петрогеохимического типа относятся оливин-лейцитовый тефрит и псевдолейцито-оливиновый шонкинит. В минеральном составе этих пород главная роль принадлежит лейциту (псевдолейциту), ортоклазу, оливину и пироксену.

Оливин-лейцитовый тефрит — серая тонкозернистая порфировая порода с мелкими округлыми вкрапленниками лейцита, призматическими кристаллами пироксена

(диопсид-авгита) и обильными зернами оливина. Основная масса состоит из мелких зерен пироксена, лейст плагиоклаза (андезина, лабрадора), нередко сильно соссюритизированного, и очень мелких выделений лейцита. Характерно присутствие большого количества тонкораспыленного магнетита.

Псевдолейцит-оливиновый шонкинит — мезократовая равномернозернистая порода; состоит из псевдолейцита, ортоклаза, пироксена, биотита, апатита и магнетита. Псевдолейцит представляет собою тончайшие дактилоскопические срастания ортоклаза и нефелина и имеет полигональную или округлую форму, сходную с формой лейцита. Ортоклаз образует таблички различных размеров и зерна неправильной формы. Крупные кристаллы ортоклаза нередко включают многочисленные мелкие зерна пироксена, оливина, плагиоклаза. Пироксен (диопсид-авгит, авгит) встречается в виде коротко-столбчатых или неправильной формы зерен. В нем нередко включены мельчайшие выделения магнетита, апатита и биотита. Оливин представлен довольно крупными или очень мелкими идиоморфными зернами, почти всегда свежий с буроватой оторочкой и включениями магнетита и апатита. Часто мелкие округлые или овальные его зерна включены в крупные идиоморфные кристаллы пироксена. В породе иногда присутствует немного плагиоклаза (олигоклаз-андезина), включенного в ортоклаз.

Сопоставление выделенных петрохимических типов показывает, что наряду с общим петрогеохимическим сходством, они обладают индивидуальными особенностями химизма.

Петрогеохимические типы щелочных основных пород (щелочных базальтоидов и щелочных габброидов) проявляются в истории геологического развития структур неоднократно. Намечается некоторая специфика в их распространении. Так, породы калиево-натриевого, высокоглиноземистого типа: содалит-нефелиновый трахибазальт, содалитовый эссексит и др. весьма характерны для периода тектонической активизации эпигерцинской платформы Центральной Европы (Северо-Чешский, Рейнский и другие рифты).

Породы калиевого типа оливин-лейцитовый тефрит, псевдолейцит-оливиновой шонкинит и др. характеризуют этап тектонической активизации как щитов, так и молодых платформ (Алданский щит и др.).

Породы натриевого высокоглиноземистого петрогеохимического типа лейкотефрит, лейкотералит известны лишь в областях завершенной складчатости (Кузнецкий Алатау, Витимское нагорье), в пределах которых они приурочены к консолидированным блокам ранней стабилизации.

Специфические условия образования характерны и для некоторых анальцимовых пород, в частности для тешенитов. Большинство этих пород формировалось в гипабиссальных условиях в небольших телах — силлах, приуроченных к тектонически спокойным структурам — жестким глыбам (Омолонская, Северо-Восток СССР, Грузинская, Кавказ и др.).

Таким образом, отдельные петрогеохимические типы щелочных основных пород как вулканических, так и интрузивных, могут служить своего рода индикаторами определенных геотектонических структур и проявленного в них магматизма.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ФЕЛЬДШПАТОИДНЫХ СИЕНИТОВ И ИХ ГЛАВНЫЕ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Фельдшпатоидные сиениты — породы переменного состава, зависящего прежде всего от изменчивости парагенетической ассоциации алюмосиликатных минералов, среди которых первостепенное значение принадлежит калиевому, натриево-калиевому или натриевому полевому шпату (45—85%) и нефелину (15—35%). В ассоциации с полевым шпатом может присутствовать кислый плагиоклаз состава $Ab_{90-80}An_{10-20}$, а в парагенезисе с нефелином — позднемагматический альбит, содалит или канкринит. В калиевых разновидностях фельдшпатоидных сиенитов характерной алюмосиликатной составной частью являются ортоклаз, кальсилит и агрегат псевдолейцита. Цветной индекс исследуемых пород колеблется от 5—12 (лейкократовые разновидности) до 30—40 (меланократовые разновидности) при большой изменчивости состава темноцветных минералов от нещелочных (гортонолит, салит, геденбергит) до среднещелочных (эгирин-диопсид, эгирин-салит, эгирин-геденбергит, эгирин-авгит) и высокощелоч-

Таблица 57. Статистический средний химический состав главнейших видов фельдшпатоидных сиенитов (в вес.%)

Компоненты	Фойяит			Луяврит		
	$\bar{x}$	s	v	$\bar{x}$	s	v
SiO_2	54,70	1,46	3	53,10	1,81	3
TiO_2	0,61	0,34	55	1,30	0,59	45
Al_2O_3	21,10	1,59	8	14,90	2,08	14
Fe_2O_3	2,73	1,38	50	7,81	2,31	30
FeO	1,74	1,70	40	1,91	0,44	23
MnO	0,17	0,09	51	0,39	0,19	49
MgO	0,48	0,21	45	1,31	0,66	51
CaO	1,58	0,68	43	1,95	0,80	41
Na_2O	9,47	0,98	10	9,53	0,92	10
K_2O	3,75	0,81	14	4,53	1,02	23
Число анализов	50			33		
Петрохимические отношения (в атом. колич.)						
$Na_2O + K_2O$	15,22			14,06		
Na_2O/K_2O	2,49			3,10		
$(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$	1,04			1,38		
Al_2O_3/Fe_2O_3	12,18			2,98		
$(CaO + MgO)/Fe_2O_3 + FeO$	0,71			0,54		
SiO_2/Al_2O_3	2,20			3,03		

Примечание. Здесь и далее v — коэффициент вариации.

Таблица 57 (окончание)

Компоненты	Псевдолейцитовый сиенит			Сернеит		
	$\bar{x}$	s	v	$\bar{x}$	s	v
SiO_2	55,50	0,85	2	51,60	3,39	7
TiO_2	0,39	0,20	52	0,63	0,30	48
Al_2O_3	21,30	1,09	5	19,40	1,89	10
Fe_2O_3	1,15	0,59	52	3,41	1,57	46
FeO	1,47	0,31	21	2,05	0,78	38
MnO	0,05	0,06	114	0,11	0,06	54
MgO	0,47	0,24	51	1,23	0,94	77
CaO	0,99	0,54	54	3,98	2,34	59
Na_2O	2,46	1,38	56	8,82	2,05	23
K_2O	15,00	2,68	18	5,04	1,48	29
Число анализов	13			18		
Петрохимические отношения (в атом. колич.)						
$Na_2O + K_2O$	17,46			13,18		
Na_2O/K_2O	0,25			2,69		
$(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$	0,94			1,03		
Al_2O_3/Fe_2O_3	29,86			9,05		
$(CaO + MgO)/Fe_2O_3 + FeO$	0,88			1,44		
SiO_2/Al_2O_3	2,21			2,26		

Мариуполит			Миаскит		
$\bar{x}$	s	v	$\bar{x}$	s	v
56,70	1,24	2	56,40	1,87	3
0,16	0,12	74	0,48	0,26	55
21,40	1,00	5	22,00	0,95	4
3,19	1,25	39	1,72	0,66	38
0,94	0,70	74	2,03	0,63	31
0,18	0,10	52	0,10	0,05	52
0,13	0,19	141	0,45	0,18	40
1,16	0,43	37	1,21	0,54	45
11,30	1,29	11	7,91	0,82	10
3,51	1,26	36	6,32	1,24	20
13			23		
Петрохимические отношения (в атом. колич.)					
14,81			14,23		
4,92			1,90		
1,04			0,90		
10,50			19,60		
0,47			0,64		
2,25			2,17		

Науяит			Рисчоррит		
$\bar{x}$	s	v	$\bar{x}$	s	v
46,90	2,64	6	51,30	1,29	3
0,61	0,43	70	1,14	0,26	23
22,10	1,47	7	22,30	1,33	6
4,09	1,94	47	2,83	0,89	32
1,53	0,94	62	1,68	0,34	20
1,17	0,09	52	0,17	0,11	65
0,48	0,52	109	0,67	0,21	31
1,31	0,84	64	1,63	0,44	27
14,90	2,46	17	7,48	1,78	24
3,48	1,58	45	9,86	2,0	20
20			12		
Петрохимические отношения (в атом. колич.)					
18,38			17,34		
6,49			1,15		
1,28			1,03		
8,35			12,51		
0,47			0,76		
1,80			1,95		

ных (эгирин, акмит, арфведсонит и др.). Темноцветные минералы обладают различной степенью кальциевости, магнезиальности, железистости и глиноземистости. Кроме того, фельдшпатоидным сиенитам свойственны специфические редкометальные минералы, набор которых существенно меняется в зависимости от величины и характера их щелочности (Герасимовский, 1968; Гинзбург, Портнов, 1966; Семенов и др., 1974).

В настоящее время насчитывается несколько десятков самостоятельных названий фельдшпатоидных сиенитов, которые были даны исследователями по характерным текстурно-структурным признакам пород, типу фельдшпатоидного цветного минерала или месту нахождения массивов щелочных пород. Все это крайне осложняет систематику и номенклатуру фельдшпатоидных сиенитов, к которым нередко относят и такие породы, как, например, ювиты, малиньиты и т.д.

Исходя из фундаментальных работ по минералогии и петрографии щелочных пород, а также из многолетнего личного опыта изучения фельдшпатоидных сиенитов в различных провинциях Советского Союза и некоторых зарубежных стран, автор настоящего раздела произвел систематику данных пород по парагенетической ассоциации главных алюмосиликатных и цветных породообразующих минералов, позволившую упорядочить номенклатуру пород семейства фельдшпатоидных сиенитов и выделить следующие виды с присущими им типоморфными парагенезисами породообразующих минералов (Яшина, 1982):

Виды фельдшпатоидных сиенитов	*Типоморфные парагенезисы породообразующих минералов*
фойяит	Ne+K-Na-Fsp+Px (или Am);
луяврит	Ne+K-Na-Fsp+Ab+Aeg (или Am);
мариуполит	Ne+Ab+Aeg (или Arf);
миаскит	Pl+Ne+K-Na-Fsp+ Gs+Bt
псевдолейцитовый сиенит	Lc(Ne+Prt или Ks+Ort)+K-Na-Fsp+ Aeg+Di+Bt;
рисчоррит	Ne+Ks+K-Fsp+Mg-Kat+Bt (мало Aeg-Sal);
науяит	Ne+Sod+K-Na-Fsp+Aeg(Fe-Arf или Arf);
сернеит	Ne+Can+K-Na-Fsp+Aeg-Di

Перечисленные виды фельдшпатоидных сиенитов имеют важное петрогенетическое значение, так как входят в состав разнообразных щелочных магматических серий, формировавшихся в различных геологических и физико-химических условиях. Так, сернеит характерен только для серии щелочных ультраосновных пород с карбонатитами, а фойяит — для серий щелочных основных (габброидных) и щелочных средних (сиенитодных) пород. Луяврит и науяит появляются в сериях с агпаитовыми фельдшпатоидными сиенитами; миаскит развит в серии плагиоклазсодержащих сиенитов и нефелиновых сиенитов; мариуполит — в серии калиево-натриевых пуласкитов и фойяитов; рисчоррит — в серии умптекитов, хибинитов и фойяитов; псевдолейцитовый сиенит — в сериях калиевых основных и средних (сиенитоидных) пород. Это свидетельствует о гетерогенной природе фельдшпатоидных сиенитов, которая проявляется не только в разнообразии минеральных парагенезисов, соответствующих определенным видам пород, но и в переменном составе главных породообразующих минералов — нефелина, щелочного полевого шпата, пироксена, амфибола и магнезиально-железистой слюды. Как показано Р.М. Яшиной (1982), для семейства фельдшпатоидных сиенитов характерны следующие пределы колебания состава главных породообразующих минералов:

полевой шпат — $Ort_{94-98}Ab_{24}$, $Ort_{75-78}Ab_{22-25}$, $Mi_{40-70}Ab_{30-60}$;
нефелин — $Ne_{65-68}Kc_{28-30}An_{2-5}$, $Ne_{76-78}Ks_{20-22}An_{0-4}$, $Ne_{82-86}Ks_{14-15}An_{0-3}$
пироксен — $Aeg_{13-23}Di_{46-50}Ged_{33-37}$, $Aeg_{32-45}Di_{27-37}Ged$, $Aeg_{94-98}Di_{0-2}Ged$;
амфибол — Mg-Kat, Fe-Gs—Arf;
слюда — Mg-Bi, Fe-Bi—Lep.

Совершенно очевидно, что такая изменчивость состава минералов отражает петрохимическую неоднородность сиенитов, отдельные виды которых имеют различную специфику химизма. Для выявления их петрохимических особенностей использован сравнительный математический анализ (метод главных компонент, сравнение статистических параметров средних составов и их дисперсий на основе критериев Стьюдента и Фишера). Результаты этих исследований подробно изложены в специальной статье (Яшина и др., 1982), поэтому здесь ограничимся данными табл. 57 и рис. 73, где представлены вычисленные на ЭВМ средние химические составы различных видов фельд-

I	II	III	IV	V
I	← SiO_2 ← Al_2O_3 ↑ TiO_2 ↑ Fe_2O_3 ↑ MnO ↑ MgO ← K_2O	↑ SiO_2 ← TiO_2 ← FeO ← MgO ← CaO ↑ Na_2O ← K_2O	↑ SiO_2 ↑ Al_2O_3 ← Fe_2O_3 ← MnO ← CaO ← Na_2O ↑ K_2O	↑ SiO_2 ← TiO_2 ← Fe_2O_3 ← FeO ← MnO ← CaO ← Na_2O ↑ K_2O
	II	↑ SiO_2 ↑ Al_2O_3 ← TiO_2 ← Fe_2O_3 ← FeO ← MgO ← CaO ← MnO ↑ Na_2O ← K_2O	↑ SiO_2 ↑ Al_2O_3 ← TiO_2 ← Fe_2O_3 ← MnO ← MgO ← CaO ← Na_2O ↑ K_2O	↑ SiO_2 ↑ Al_2O_3 ← TiO_2 ← Fe_2O_3 ← FeO ← MnO ← MgO ← CaO ← Na_2O ↑ K_2O
		III	↑ TiO_2 ← Fe_2O_3 ↑ FeO ← MnO ↑ MgO ← Na_2O ↑ K_2O	← SiO_2 ↑ TiO_2 ← Fe_2O_3 ↑ FeO ← MnO ↑ MgO ← Na_2O ↑ K_2O
			IV	← Fe_2O_3 ← FeO ← Na_2O ↑ K_2O ← MnO

а

I	II	III	IV
I	← SiO_2 ↑ Al_2O_3 ↑ Fe_2O_3 ↑ Na_2O ← K_2O	← SiO_2 ↑ TiO_2 ↑ Al_2O_3 ↑ MgO ← Na_2O ↑ K_2O	← SiO_2 ← Al_2O_3 ← MnO ↑ MgO ↑ CaO ← K_2O
	II	↑ SiO_2 ↑ TiO_2 ← Fe_2O_3 ↑ K_2O ← Na_2O	↑ SiO_2 ← Al_2O_3 ← MnO ↑ MgO ↑ CaO ↑ K_2O ← Na_2O
		III	← TiO_2 ← Al_2O_3 ↑ MgO ↑ CaO ← K_2O

б

Рис. 73. Сравнительные петрохимические диаграммы фельдшпатоидных сиенитов среднего (*а*) и основного (*б*) составов

а: I — фойяит, II — луяврит, III — мариуполит, IV — миаскит; *б*: I — фойяит, II — науяит, III — рисчоррит. Стрелками показано направление в сторону увеличения содержания соответствующего компонента

шпатоидных сиенитов. Помимо содержаний петрогенных элементов, в табл. 57 приведены величины средних квадратичных, характеризующих диапазоны изменений этих содержаний, и коэффициентов вариаций, определяющих степень однородности исследованных видов пород относительно всех химических компонентов.

Каждый из выделенных видов фельдшпатоидных сиенитов характеризуется определенными минералого-петрохимическими особенностями (Яшина, 1982). Тем не менее вариации состава внутри вида весьма значительны, что можно видеть на примере фойяита.

По составу цветных минералов среди фойяитов выделяются следующие разновидности: эгириновые, арфведсонит-эгириновые, арфведсонитовые (лакарпиты), эвдиалитовые (красные какортокиты), катаплеитовые (гренналты), эгирин-салитовые (хибиниты) и эгирин-геденбергитовые. Для некоторых разновидностей фойяитов подобрано необходимое число химических анализов (не менее 15), на основании которых вычислены средние составы, средние квадратичные отклонения и коэффициенты вариации. Полученные результаты (табл. 58) фиксируют незначительные колебания в содержании главных химических компонентов (в вес.%): SiO_2 54,0–56,60, Al_2O_3 20,20–21,60, $Na_2O + K_2O$ 13,96–16,33. Величина отношения Na_2O/K_2O изменяется от 2 до 3, что указывает на принадлежность всех разновидностей фойяитов к калиево-натриевым породам. Пределы колебаний коэффициента агпаитности (0,98–1,10) свидетельствуют о различной степени насыщения фойяитов щелочами. Ими явно пересыщены эгириновые разности, обогащенные натрием и окисным железом. Степень насыщения пород щелочами снижается в арфведсонит-эгириновых фойяитах, более богатых кремнеземом и глиноземом. Она достигает минимума в эгирин-геденбергитовой разновидности, отличающейся пониженной общей щелочностью ($Na_2O + K_2O$ = = 13,96%). В этих породах возрастает роль кальция и закисного железа, входящих в состав эгирин-геденбергита, титаномагнетита и кальцита.

Для отражения геохимической специфики пород семейства фельдшпатоидных сиенитов А.Е. Ферсман (1936) предложил подразделять их на два типа: 1) агпаитовый, пересыщенный щелочами и особенно натрием; 2) миаскитовый, обогащенный глиноземом и явно обедненный щелочами. В.И. Герасимовский установил характерные признаки минерального и химического состава миаскитовых и агпаитовых нефелиновых сиенитов, показав их существенные геохимические различия. Позднее А.И. Гинзбург и А.М. Портнов (1966) предложили выделять третий, промежуточный или фойяитовый, тип фельдшпатоидных сиенитов, который предельно насыщен щелочами по отношению к глинозему ($K_a = 1$). Основываясь на данных о минеральном составе фельдшпатоидных сиенитов и прежде всего типоморфных темноцветных компонентов, Е.И. Семенов (Семенов и др., 1974) подразделил их на шесть типов, для каждого из которых были определены главные породообразующие, акцессорные и вторичные минералы, а также типоморфные ассоциации редких элементов.

Химический состав нефелиновых сиенитов специально изучался О.А. Воробьевой (1971), которая провела их разделение по величине коэффициента агпаитности и натриево-калиевому отношению на три главнейшие группы – существенно натриевую (агпаитовую), существенно калиевую и калиево-натриевую. Для пород каждой группы были вычислены средние химические составы и соответствующие числовые характеристики.

Опираясь на результаты химического анализа пород, автором настоящего раздела предложено выделять петрохимические типы фельдшпатоидных сиенитов по совокупности числовых характеристик, определяющих степень щелочности (K_a) пород соотношение в них натрия (K_{Na}), глинозема и окисного железа (K_{Al}), кремнезема и глинозема (K_{Si}), а также относительную роль щелочноземельных оснований ($K_{Ca, Mg}$). По совокупности этих характеристик фельдшпатоидные сиениты подразделены на семь следующих петрогеохимических типов, каждому из которых свойственна определенная специфика химизма, а также отчетливая специализация в отношении редких элементов (табл. 59, см. вкл.).

I – высоконатриевый-ультраагпаитовый (K_{Na} до 6,2), пересыщенный щелочами (K_a = 1,30–1,70), обогащенный окисным железом, титаном, марганцем при пониженном значении алюминия и щелочноземельных оснований. К данному петрогеохимическому типу относятся эвдиалитовые луявриты, науяиты и тавиты, развитые только в щелочных магматических сериях древних платформ (Ловозерский и Илимаусакский

Таблица 58. Статистический средний химический состав разновидностей фойяитов (в вес.%)

Компоненты	Эгириновый			Салит-эгириновый (хибинит)		
	$\bar{x}$	s	v	$\bar{x}$	s	v
SiO_2	54,5	1,42	3	54,0	1,05	2
TiO_2	0,671	0,25	37	0,84	0,298	36
Al_2O_3	19,9	1,97	10	21,2	1,42	7
Fe_2O_3	3,99	1,56	39	2,76	1,07	39
FeO	1,17	0,499	42	1,53	0,429	28
MnO	0,20	0,066	33	0,20	0,101	50
MgO	0,648	0,234	38	0,469	0,153	33
CaO	0,93	0,411	44	1,47	0,415	28
Na_2O	9,8	0,69	7	9,89	0,727	7
K_2O	6,01	0,53	9	6,02	0,422	7
Число анализов	21			24		
Петрохимические отношения (в атом. колич.)						
$Na_2O + K_2O$	15,81			15,91		
Na_2O/K_2O	2,47			2,50		
$(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$	1,14			1,08		
Al_2O_3/Fe_2O_3	7,80			12,24		
$(CaO+MgO)/(Fe_2O_3+FeO)$	0,48			0,67		

Таблица 58 (окончание)

Компоненты	Арфведсонит-эгириновый			Эгирин-геденбергитовый		
	$\bar{x}$	s	v	$\bar{x}$	s	v
SiO_2	56,8	1,35	2	53,9	1,43	3
TiO_2	0,21	0,16	76	0,484	0,276	57
Al_2O_3	21,8	1,1	5	20,5	1,4	7
Fe_2O_3	2,78	0,955	34	2,56	1,7	67
FeO	1,00	0,601	60	3,92	1,48	38
MnO	0,139	0,047	34	0,135	0,077	57
MgO	0,239	0,129	54	0,518	0,462	89
CaO	1,15	0,434	38	3,10	1,26	41
Na_2O	9,56	1,11	12	7,56	1,35	18
K_2O	4,90	1,03	21	5,45	0,945	17
Число анализов	15			22		
Петрохимические отношения (в атом. колич.)						
$Na_2O + K_2O$	14,46			13,01		
Na_2O/K_2O	2,96			2,12		
$(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$	0,96			0,91		
Al_2O_3/Fe_2O_3	12,59			12,28		
$(CaO+MgO)/(Fe_2O_3+FeO)$	0,56			0,79		

массивы). Ультраагпаитовый тип фельдшпатоидных сиенитов хорошо изучен в геохимическом отношении (Власов и др., 1959; Герасимовский, 1969; Семенов, и др., 1974). Для него характерна не только пересыщенность натрием, входящим во все породообразующие, второстепенные и акцессорные минералы, но и обогащенность летучими (особенно F и Cl).

Среди породообразующих минералов типоморфными являются нефелин, содалит, акмит и Fe-арфведсонит, а среди акцессорных — виллиомит, эвдиалит, ловозерит, стенструпин, чкаловит, полилитионит и др. Для ультраагпаитовых пород и сопровождающих их уссингитовых или натролитовых жил характерны повышенные содержания бериллия, ниобия, лития (Герасимовский, 1969). Последние определяют металлогенические особенности ультраагпаитовых пород, с которыми связаны стенструпиновые (Илимауссак) и чкаловитовые (Ловозеро) рудопроявления (Семенов и др., 1974).

II — калиево-натриевый агпаитовый (K_a = 1,10 — 1,3), также пересыщенный щелочами, но менее обогащенный натрием (K_{Na} = 2 — 2,7). К этому петрогеохимическому типу принадлежат главным образом фойяиты (от лейко- до мезократовых), содержащие эгирин, арфведсонит и эвдиалит. Для данных пород типична другая ассоциация редкометальных минералов, среди которых присутствуют не только натриевые цирконосиликаты (эвдиалит, ловозерит), титаносиликаты (лампрофиллит, рамзаит), фосфаты (мурманит—ломоносовит), но и натриево-кальциевые титанониобаты (лопарит) и титаносиликаты, обогащенные редкими землями цериевой группы (ринколит). Однако в перечисленных выше породах отсутствуют собственно кальциевые минералы (сфен, флюорит). В то же время появление в них фторида натрия (виллиомит) обусловлено развитием поздне- и постмагматической содалитизации.

Геохимическая специфика калиево-натриевых агпаитных фельдшпатоидных сиенитов обусловлена присутствием таких редких элементов, как титан, цирконий, ниобий и цериевые редкие земли. Они определяют металлогеническую специализацию калиево-натриевых агпаитовых нефелиновых сиенитов, с которыми связаны эвдиалитовые и лопаритовые рудопроявления. Характерно, что данные рудопроявления имеют магматогенный генезис, а интрузивные нефелиновые сиениты могут являться естественными породами—рудами на цирконий, титан и ниобий. К данному петрогеохимическому типу автор отнес эгириновые мариуполиты, обнаруженные в щелочных массивах Тувы и Прихубсугульской провинции МНР (Яшина, 1963, 1975). Они образуют дайки и жилы, развитые как среди эгириновых фойяитов, так и во вмещающих сланцевых толщах, подвергшихся интенсивной эгиринизации и альбитизации. Как видно из табл. 59, эгириновые мариуполиты по главным петрохимическим характеристикам близки к луявритам, но заметно отличаются от них по уровню содержания элементов-примесей. Прежде всего мариуполиты обеднены титаном, ниобием и редкими землями. Вместе с тем они близки к луявритам по величине содержания циркония. Последний элемент, по-видимому, определяет металлогеническую специфику мариуполитов и сопровождающих их альбититов, которые в условиях пересыщения натрием и фтором обогащены натрийсодержащими цирконосиликатами (эвдиалит, катаплеит), а при недостатке щелочей (натрия) сопровождаются рудопроявлениями циркония.

III — калиево-натриевый нормальный тип фельдшпатоидных сиенитов, предельно насыщенный щелочами и глиноземом, благодаря чему значение коэффициента K_a колеблется около единицы и соответствует стехиометрическим соотношениям калия, натрия и глинозема в главных породообразующих минералах — нефелине и калиево-натриевом полевом шпате. Типичными представителями нормального петрогеохимического типа фельдшпатоидных сиенитов являются лейкократовые фойяиты и хибиниты (эгирин-салитовые, эгирин-арфведсонитовые, катафоритовые и гастингситовые). Для данных пород характерно наличие собственно кальциевой минерализации, представленной апатитом, сфеном, ортитом, флюоритом, одновременно с которыми присутствуют натриево-кальциевые цирконо- или титаносиликаты (эвколит, астрофиллит, ловенит). Собственно натриевые породообразующие (эгирин, содалит) и редкометальные (лампрофиллит, мурманит и др.) минералы возникают только на поздне- или постмагматическом этапе при интенсивном развитии процессов эгиринизации, альбитизации или содалитизации. Следует отметить, что хибинитам свойственны повышенные содержания стронция и фосфора. Интересно, что хибинские фойяиты беднее редкими элементами, чем хибиниты. По сравнению с последними в них снижается уровень содержания титана, ниобия, циркония и редких земель соответственно в 2,2 — 2,5, 3 — 4 и 8 раз, что коррелируется с уменьшением натриевой щелочности и явным обеднением летучими компонентами (в 2—3 раза ниже, чем в хибинитах и луявритах).

Фойяиты Тувино-Монгольской щелочной провинции близки по уровню содержания редких элементов к породам Хибинского массива, отличаясь от них пониженным содержанием титана (в 1,5—2 раза), марганца, ниобия при более высокой концентрации

циркония и редких земель. Данные элементы определяют состав характерной ассоциации редкометальных минералов, проявленной в фойяит-пегматитах и сопровождающих их метасоматических альбититах. Она представлена эвдиалитом, катаплеитом, ринколитом, астрофиллитом, бритолитом, ловенитом, гиортдалитом, а иногда лопаритом и эпидидимитом. Близкие к ним по геохимическим особенностям фойяиты, фойяит-пегматиты и эгирин-альбитовые метасоматиты развиты в Бурпалинском массиве Северного Прибайкалья. На примере данного массива А.И. Гинзбург и А.М. Портнов (1966) выделили промежуточный (по автору настоящего раздела, нормальный) тип фельдшпатоидных сиенитов, в котором по сравнению с агпаитовыми петрогеохимическими типами возрастает роль Ca, а иногда и Sr в составе акцессорных минералов — Ca-катаплеита, велерита, Ca-сейдозерита, Ca-перрьерита, сфена, рамзаита, астрофиллита, бритолита и ловенита. Кроме того, в них присутствуют лейкофан, литиевый биотит, полилитионит и др. Все эти минералы определяют редкометальную специфику бурпалинских фойяитов, фойяит-пегматитов и метасоматических эгирин-альбитовых пород, для которых характерна повышенная концентрация титана, циркония и др., что сближает их с фойяитами с фойяит-пегматитами Заангарского щелочного массива (Свешникова и др., 1976). Таким образом, для нормального типа фельдшпатоидных сиенитов по сравнению с агпаитовыми устанавливается более низкий уровень содержания щелочей, летучих и редких элементов, среди которых ведущая роль принадлежит цирконию, цериевым редким землям, стронцию, иногда цезию. Накопление этих элементов происходит на позднемагматическом (пегматиты) и постмагматическом (эгирин-альбитовые метасоматиты, гидротермалиты) этапах формирования автономных нефелин-сиенитовых массивов.

IV — кальциево-калиево-натриевый, недосыщенный щелочами по отношению к глинозему ($K_a < 1$) и отличающийся повышенной кальциево-железистой основностью. К этому типу относятся эгирин-геденбергитовые фойяиты (от лейко- до мезо- и меланократовых), входящие в состав магматической серии ийолит — ювит — фойяит (Тувинская щелочная провинция), а также титан-авгитовые и эгирин-авгитовые фойяиты, участвующие в строении интрузивных массивов щелочно-габброидных пород (Кузнецко-Алатауская щелочная провинция). Этот петрогеохимический тип фельдшпатоидных сиенитов обеднен редкометальными минералами, представленными парагенезисом титаномагнетита, апатита, титанита, иногда циркона и ортита.

Материалы по содержанию элементов-примесей (см. табл. 59) свидетельствуют о том, что фельдшпатоидные сиениты, недосыщенные щелочами и обладающие повышенной кальциево-железистой основностью, отличаются от рассмотренных ранее петрогеохимических типов фельдшпатоидных сиенитов низким уровнем содержания Zr, Nb, TR при повышенной концентрации Ti, Sr, Ba и P. Последние четыре элемента — типоморфными для фельдшпатоидных сиенитов с кальциево-калиево-натриевым профилем химизма.

V — кальциево-натриевый тип нефелин-канкринитовых и канкринитовых сиенитов (сернеитов), обедненных калием ($K_{Na} = 3{,}35$) по сравнению с нормальными фельдшпатоидными сиенитами, от которых они отличаются повышенной кальциево-магнезиальной основностью благодаря присутствию пироксена, отвечающего по составу натриевому диопсиду или эгирин-диопсиду. Нефелин-канкринитовым сиенитам свойственна особая ассоциация редкометальных минералов, включающая апатит, ильменит, перовскит, шорломит, а иногда пирохлор или эвдиалит. В геохимическом отношении породы этого петрогеохимического типа обладают рядом особенностей. По уровню содержания титана, ниобия и фосфора они приближаются к агпаитовым нефелиновым сиенитам и хибинитам, по сравнению с которыми в них меньше циркония, рубидия, галлия и др.

VI — глиноземистый натриево-калиевый ($K_{Na} = 0{,}6 - 1{,}4$), миаскитовый, недосыщенный щелочами ($K_a = 0{,}80 - 0{,}96$), обогащенный алюминием, калием, кальцием и закисным железом по отношению к окисному при общем низком уровне содержаний магния и титана.

В геохимическом отношении миаскитовый тип фельдшпатоидных сиенитов изучен слабее, чем агпаитовый. Минералого-геохимические особенности миаскитов рассмотрены Е.М. Еськовой, А.Г. Жабиным, Г.И. Мухитдиновым (Еськова и др., 1964) и Б.М. Роненсоном (1966). Данные этих исследователей свидетельствуют о том, что в целом по уровню содержания титана, циркония, ниобия, редких земель, редких щелочей и галлия (см. табл. 59) миаскиты соответствуют нормальным фойяитам, однако по сравнению с последними в них возрастает роль ниобия и заметно снижаются концентра-

Таблица 59. Геохимические особенности фельдшпатоидных сиенитов

Петрохимический тип	Порода	Характерная ассоциация второстепенных и акцессорных минералов	Сидерофильные элементы					
			Ti	Mn	Ni	Co	V	Cr
Высоконатриевый (ультраагпаитовый) K_a до 2,0	Науяит (нефелин-содалитовый сиенит)	Wil, Eud, Lov, Mur, Lam, Lop, Rim	6400	1400	3	5	92	27
	Эвдиалитовый луяврит	Eud (до 12%), Lop, Ram, Lam, Lov, Kat, Nep, Pec	8400	2900	35	–	122	29,3
	Эгириновый луяврит	Lam, Rin, Pec, Ap, Eud, Kat, Nep	6500	1700	9	5	154,2	28,6
Калиево-натриевый (агпаитовый) K_a=1,10–1,50	Эгириновый мариуполит	Lvn, Rin, Eud, Kat, Fl	1280	1780	10	–	19	0–10
	Эгириновый фойяит	Eud, Lam, Mur, Lom, Lop, Nep, Pec, Wil	6200	1500	4,5	–	69,4	24,1
Калиево-натриевый (нормальный) K_a=0,98–1,10	Хибинит	Sph, Ap, Ang, Ram, Eud, Lam, Pec, Fl	9010 6750	2700 1750	28 10	18 –	320 56	20 16
	Фойяит	Eud, Kat, Ast, Rin, Lov, Ap, Sph, Zr, Ilm, Fl	4620 9100 4180	1150 630 950	0,3 Нет данных 0–10	4,7 –	58 64	7 0–50
Кальциево-калиево-натриевый	Эгирин-геденбергитовый фойяит	ti-Mt, Sph, Ap, Can, Cc	14330 3600 3120	1085 870 1232	0–10 0–10 6	12 12 6	16 14 54	0–20 0–30 21
Кальциево-натриевые K_a=0,70–1,10	Нефелин-канкринитовый сиенит (сернеит)	Ap, Sph, Prv, Kn, иногда Eud, Sh, Pyr	4925 6000	815 1000	20 32	12 30	80 160	76 64
Глиноземистый натриево-калиевый K_a=0,82–1,00	Миаскит амфиболовый	Sph, Ap, Zr, Or, ti-Mt, Fl,	4270	1465	0–14	–	33	–
	биотитовый	Sph, Ap, Zr, Pyr, Fer, Aesh, Tsb, Fl, Cc	2940	1100	Нет данных			
Глиноземистый высококалиевый K_a=0,90–1,00	Нефелин-псевдолейцитовый сиенит	Sph, Ap, Gr, Mt, редко Zr, Bad, Fl	3050 1200	630 100	0–30 Нет данных	0–20	60	0–100 –
	Псевдолейцитовый сиенит (сынныpит)	Sph, Ap, Gr, Mt, Pyr	1800	100		"	16	–
	Нефелин-кальсилитовый сиенит (рисчоррит)	Vad, Lov, Mur, Lom, Lam, Fer, Sch, Juk, Tin, Res	6480	1115	4	3	350	20

Петрохимический тип	Порода	Литофильные элементы										
		Nb	Ta	Zr+Hf	TR	Li	Rb	Cs	Be	Ga	Sr	Ba
Высоконатриевый (ультраагпаитовый) K_a до 2,0	Науяит (нефелин-содалитовый сиенит)	490–645	32–55	2140	688	45	155	0,9–2,2	13–17,7	60–80	300	450
	Эвдиалитовый луяврит	1053	94	10360	900–1290	68	230	0,9–2,9	10,7	50–60	1300	700
	Эгириновый луяврит	607	59	2146	1075	55	200	0,7–16	7,8	50–70	300	500
Калиево-натриевый (агпаитовый) K_a = 1,10–1,50	Эгириновый мариуполит	420		2900	500	0–200	Нет данных		14	80	200	65
	Эгириновый фойяит	702	49,5	2405	838	53	260	1,3–1,6	10,8	70–75	800	800
Калиево-натриевый (нормальный) K_a = 0,98–1,10	Хибинит	100	16	800	350	14	80–120	0–110	7–11	39	930	1100
		225	Нет данных	325	1560	Нет данных			9	60	1125	800
	Фойяит	89	8	220	170	8	80	–	3,6	30	250	1950
		100	8	1500	500	30	230	10	6	60	500	100
		75–200		200–3000	590		Нет данных		4–50	55	268	218
Кальциево-калиево-натриевый	Эгирин-геденбергитовый фойяит	25	Нет данных	130	55		"		2	20	2150	3730
		32	"	200	85		"		3,5	30	1090	1330
		117	8,2	965	462	30	146	3,2		Нет данных		
Кальциево-натриевые K_a = 0,70–1,10	Нефелин-канкринитовый сиенит (сернеит)	200	500	830	368	0–50	Нет данных		20	50	1775	2470
		290	14,7	490	560	8	90	40	Нет данных			
Глиноземистый натриево-калиевый K_a = 0,82–1,00	Миаскит амфиболовый биотитовый	20–150		715	710		Нет данных		2–50	68	310	
		250	20	515–720	250–400	10–15	100–150	5	4		1260	1150
Глиноземистый высококалиевый K_a = 0,90–1,00	Нефелин-псевдолейцитовый сиенит	40		110	1150		Нет данных		8	33	1560	1600
		6,5	0,7	36	175	10	728	9	2–7	20	487	3200
	Псевдолейцитовый сиенит (сыннырит)	5,1	0,6	16	Нет данных	9	1060	6	–	20	159	1922
	Нефелин-кальсилитовый сиенит (рисчоррит)	56	5	300	1200	9	235	9	1	30	500	1690

Петрохимический тип	Порода	Халькофильные элементы					Летучие компоненты				
		Cu	Zn	Pb	Mo	Sn	F	Cl	S	P	CO_2
Высоконатриевый (ультраагпаитовый) K_a до 2,0	Науяит (нефелин-содалитовый сиенит)	8	220–275	11–24	1,5	0–10	1200	до 3200	2600	400	–
	Эвдиалитовый луяврит	24,9	146–311	12–25	1,2	0–10	1000–2000	2800	800	430	–
	Эгириновый луяврит	10	111–126	4–24	1,0	–	1400	600	610	840	0,18
Калиево-натриевый (агпаитовый) K_a =1,10–1,50	Эгириновый мариуполит	6	45	72	2–3	–	200–3800	–	–	420	0,06
	Эгириновый фойяит	3,2	214–255	13–20	1,7	0–10	1100	2000	1000	950	0,03
Калиево-натриевый (нормальный) K_a = 0,98–1,10	Хибинит	53		Нет данных			2100	300	200	600	0,19
		18	88	10	2–4		200–2900	1100	1300	850	
	Фойяит	53		Нет данных			700	800	500		
				50		50	2000	–	200	20	Нет данных
		20	89	22	4		500–2000	500–2500	100–800	450	0,035–0,22
Кальциево-калиево-натриевый	Эгирин-геденбергитовый фойяит	10	86	20	2	3–5	200–400	300–600	–	975	0,33–3,50
		26	72	–	5		400	1900	400	1380	0,12
				12		5,0		Нет данных			
Кальциево-натриевые K_a = 0,70–1,10	Нефелин-канкринитовый сиенит (сернеит)	26	46	10	0–6		300	1100	1500	1232	1,53
				6		2,2		Нет данных			
Глиноземистый натриево-калиевый K_a = 0,82–1,00	Миаскит амфиболовый биотитовый	7	45	8	1,5	3,5		600–1200	300–800	540	0,90–1,18
				Нет данных			900	1200	600	198	0,86
Глиноземистый высококалиевый K_a = 0,90–1,00	Нефелин-псевдолейцитовый сиенит	26	до 50		3		2300	500	500	325	–
		11	34	8	5	5	400–600	Сл.	–	330	–
	Псевдолейцитовый сиенит (сынныpит)	10	30	2	6	2		Нет данных		176	
	Нефелин-кальсилитовый сиенит (рисчоррит)	72			Нет данных		2800	200–300	760		0,14

Петрохимический тип	Порода	Летучие компоненты			Источник аналитических данных, место взятия проб
		CO	CH_4	H_2	
Высоконатриевый (ультраагпаитовый) K_a до 2,0	Науяит (нефелин-содалитовый сиенит)	Нет данных			Петерсилье, 1964; Герасимовский и др., 1966
	Эвдиалитовый луяврит	2,69	48,84	38,80	Там же
	Эгириновый луяврит	2,58	77,85	14,40	,,
Калиево-натриевый (агпаитовый K_a = 1,10—1,50	Эгириновый мариуполит		Нет данных		Данные Р.М. Яшиной (Прихубсугульская провинция)
	Эгириновый фойяит	1,81	71,47	23,12	Петерсилье, 1964; Герасимовский и др., 1966
Калиево-натриевый (нормальный) K_a = 0,98—1,10	Хибинит	1,32	90,14	1,77	Данные Р.М. Яшиной; Петерсилье, 1964; Галахов, 1975
	Фойяит	0,56	Нет данных 20,86	0,38	Данные Р.М. Яшиной (Тувино-Монгольская провинция); Петерсилье, 1964; Свешникова, 1965; Галахов, 1975;
			8,77—13,86	0,355—0,790	Свешникова и др. 1976
Кальциево-калиево-натриевый	Эгирин-геденбергитовый фойяит	—	0,094 2,930	0,720 5,790	Данные Р.М. Яшиной и Е.Д. Андреевой (Восточно-Саянская, Восточно-Тувинская, Сангиленская, Прихубсугульская провинции)
Кальциево-натриевые K_a = 0,70—1,10	Нефелин-канкринитовый сиенит (сернеит)				Данные Р.М. Яшиной и В.А. Кононовой; Главнейшие провинции . . ., 1974
Глиноземистый натриево-калиевый K_a = 0,82—1,00	Миаскит амфиболовый	Нет данных	0,685	1,008	Данные Р.М. Яшиной (Восточно-Саянская, Восточно-Тувинская, Сангиленская, Прихубсугульская, Кузнецко-Алатауская провинции)
	биотитовый	,,	Нет данных		Еськова и др., 1964; Воробьева, 1971
Глиноземистый высококалиевый K_a = 0,90—1,00	Нефелин-псевдолейцитовый сиенит	,,	,,		Данные Р.М. Яшиной и О.А. Воробьевой; Тихоненкова и др., 1971
	Псевдолейцитовый сиенит (сыннырит)	,,	0,63	1,14	Тихоненкова и др., 1971; Икорский и др., 1976
	Нефелин-кальсилитовый сиенит (рисчоррит)	,,	Нет данных		Петерсилье, 1964; Галахов, 1975

ции титана, циркония, редких щелочей, а также редких земель. Для биотитовых миаскитов и миаскит-пегматитов, обедненных щелочами и фтором, типична ассоциация циркона, апатита, титанита, ортита, эшинита, ферсманита и пирохлора. Накопление циркония и ниобия происходило при интенсивной альбитизации миаскитов, а редких земель, стронция и частично ниобия — в процессе постмагматической карбонатизации, которая имеет широкое площадное развитие благодаря преобладанию среди летучих компонентов углекислоты.

VII — высокоглиноземистый калиевый, пересыщенный алюминием по отношению к щелочам ($K_a < 1$) и обедненный натрием ($K_{Na} = 0{,}6–0{,}10$). К этому типу относятся преимущественно лейкократовые нефелин-псевдолейцитовые сиениты, а также такие уникальные щелочные породы, как рисчорриты и сынныриты, для алюмосиликатной составной части которых характерен парагенезис ортоклаза, нефелина и кальсилита (рисчорриты) или ортоклаза и кальсилита, образующего псевдолейцитовый агрегат (сынныриты). Среди темноцветных минералов ведущее значение имеет магнезиальный биотит при подчиненной роли раннемагматического эгирин-салита.

Благодаря исследованиям Р.П. Тихоненковой, И.А. Нечаевой и Е.Д. Осокина (Тихоненкова и др., 1971) установлено, что калиевые фельдшпатоидные сиениты бедны редкометальными минералами, ассоциация которых исчерпывается апатитом, титанитом, гранатом, магнетитом и флюоритом; изредка встречаются циркон и бадделеит. В соответствии с этим нефелин-псевдолейцитовые и существенно псевдолейцитовые сиениты (сынныриты) обеднены титаном, цирконием и ниобием не только по сравнению с агпаитовыми фельдшпатоидными сиенитами, но также с фойяитами и миаскитами. Исключение составляют барий и редкие щелочи, которые определяют геохимическую специфику высокоглиноземистых калиевых щелочных пород.

Что касается рисчорритов, развитых в Хибинском щелочном массиве, то, согласно данным А.В. Галахова (1975), они по сравнению с агпаитовыми породами Ловозерского плутона обеднены цирконием, ниобием и танталом в 8–30, 2 – 10 и 3–30 раз соответственно. В то же время рисчорритам по сравнению с науяитами свойственны более высокие содержания редких земель, рубидия, цезия, стронция и бария. Перечисленные элементы, как отмечалось ранее, характерны для высококалиевых нефелин-псевдолейцитовых и нефелин-кальсилитовых псевдолейцитовых сиенитов Сыннырского массива. В отличие от последних, в рисчорритах обнаружена специфическая ассоциация калиевых редкометальных минералов, представленных вадеитом, ферсмитом, щербаковитом, фенакситом, тинакситом, юкспоритом, расвумитом и др., которые образуются на участках развития постмагматического калиевого метасоматоза — ортоклазизации.

В заключение следует подчеркнуть, что каждому из выделенных петрогеохимических типов фельдшпатоидных сиенитов присущ свой вид полезных ископаемых.

С высоконатриевыми ультраагпаитовыми фельдшпатоидными сиенитами связаны эвдиалитовые, содалитовые, уссингитовые пневматолиты с рудными концентрациями циркония, гафния, ниобия, тория, лития и др., а высокощелочные агпаитовые фельдшпатоидные сиениты являются источником богатых магматогенных руд (пород) таких редкометальных элементов, как титан, ниобий, цирконий, литий, бериллий, галлий и редкие земли цериевой группы, а также фосфора (апатит) и алюминия (нефелин).

Фельдшпатоидные сиениты калиево-натриевого нормального петрогеохимического типа с поздними дифференциатами эгириновых фойяитов, фойяит-пегматитов, мариуполитов и альбититов сопровождаются комплексными поздне- и постмагматическими рудопроявлениями циркония, лития, редких земель, бериллия, рубидия и цезия; с породами кальциево-калиево-натриевого типа связаны постмагматические карбонатитоподобные метасоматиты, заключающие рудные концентрации фосфора (апатит), титана и железа (титаномагнетит).

Металлогенические особенности нефелин-канкринитовых сиенитов определяются титаном, ниобием, редкими землями и фосфором, рудопроявления которых связаны с редкометальными карбонатитами. Породам же глиноземистого натриево-калиевого (миаскитового) петрогеохимического типа присущи редкометальные альбититы и апатит-карбонатные метасоматиты, обогащенные ниобием, танталом, цирконием, редкими землями и др. Нефелин-псевдолейцитовые сиениты, а также рисчорриты и сынныриты (высокоглиноземистый калиевый петрогеохимический тип) представляют собой богатые алюминиевые и калийные руды, содержащие повышенные концентрации рубидия, цезия и стронция.

Глава 8

ГЕОХИМИЯ ПОРОД И ТИПОМОРФИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ КАК ИНДИКАТОРЫ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

Щелочные магматические серии, характеризуясь разнообразным набором пород, закономерно меняющимся в процессе их становления (см. гл. 2–4), обладают вместе с тем и специфическими особенностями состава. Именно специфика состава служит, как правило, обоснованием для выделения магматических серий, в том числе и щелочных, а также для расшифровки условий их возникновения и становления. В предыдущей главе было показано, что однотипные породы (ийолиты, фельдшпатоидные сиениты и др.) из различных щелочных серий принадлежат разным петрогеохимическим типам. Сопоставление геохимии редких элементов в главных типах пород, а также типоморфных особенных особенностей породообразующих и некоторых акцессорных минералов выполнено преимущественно по авторским материалам на примере трех наиболее дифференцированных щелочных магматических серий: 1) калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород (материалы по массивам Маймеча-Котуйской провинции, Кольско-Карельской и Восточно-Саянской провинций); 2) калиево-натриевых щелочных основных пород (материалы по массивам Кузнецкого Алатау и Витимского нагорья); 3) пород калиевых серий (преимущественно авторские материалы по массивам Алданской и Среднеазиатской провинций). Цель настоящего сопоставления — показать, что каждая из рассматриваемых групп щелочных серий сохраняет специфику состава пород и минералов, которые могут быть использованы как в качестве индикаторных признаков, так и при расшифровке условий их формирования.

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

Геохимическим особенностям магматических серий, закономерностям поведения редких элементов, в том числе коэффициентам их распределения между магматическим расплавом и минеральными фазами, посвящена обширная литература последних лет. Обсуждается также поведение когерентных и некогерентных элементов (Green, Ringwood, 1966). Механизмы, регулирующие перераспределение отдельных элементов в процессе формирования магматических серий, еще недостаточно ясны. Обычно поведение когерентных элементов (Al, Ti, Zr, Nb, Ta, элементов группы железа) связывают с их относительной легко- или тугоплавкостью и объясняют механизмом селективного плавления и кристаллизационной дифференциации. Некогерентные элементы (щелочные, щелочноземельные, редкоземельные, P, Cl, F) могут иметь очень высокие коэффициенты накопления в магматических продуктах, при объяснении которых немаловажное значение придается флюидному режиму.

Детальные исследования закономерностей поведения редких элементов выполнены главным образом для вулканических, в том числе щелочных, серий (Белоусов и др., 1974; Барсуков и др., 1979; Бородин, 1981). Базируясь на аналитическом материале, приведенном в соответствующих разделах глав 2 и 3, а также учитывая литературные данные, был проведен анализ геохимических особенностей трех групп щелочных серий (калиево-натриевых щелочных ультраосновных, калиево-натриевых щелочных основных, калиевых серий). При этом анализировались данные не только по вулканическим фациям, но и по их интрузивным эквивалентам. Сопоставлены уровни концентрации отдельных литофильных элементов, их поведение в процессе формирования серий, а также соотношение индикаторных пар элементов.

Соотношение Ni и Co (рис. 74) примерно одинаковое во всех трех группах серий (поля точек перекрываются и не зависят от провинциальной принадлежности). Абсолютные концентрации рассматриваемых элементов варьируют. Различаются следующие

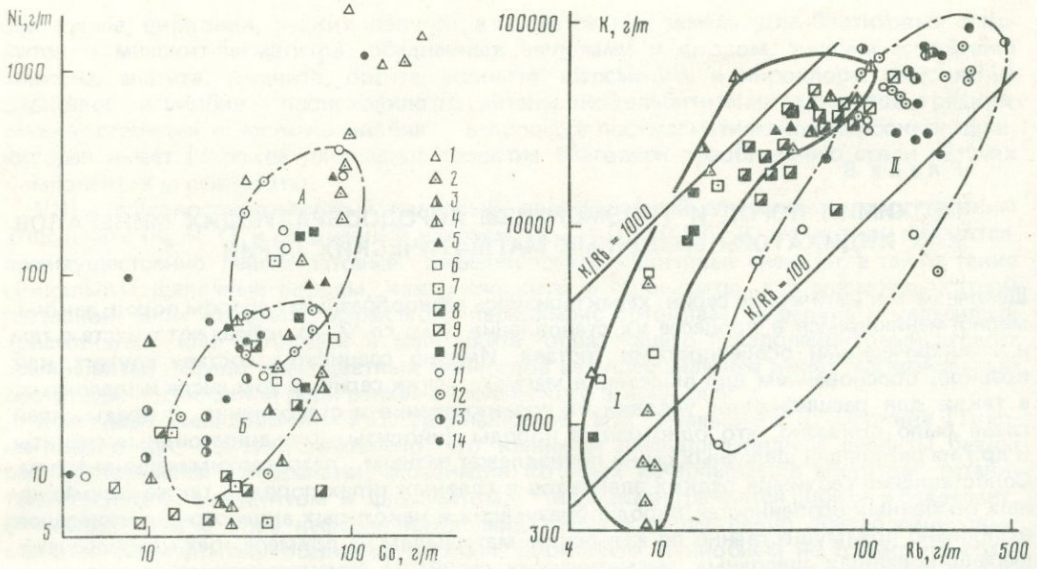


Рис. 74. Соотношение Ni и Co в породах калиево-натриевых щелочных ультраосновных серий и калиевых щелочных серий

1–5 — группа серий щелочных ультраосновных пород: *1* — оливинит, пироксенит, *2* — мелилитовые породы (кугдит, ункомпагрит, турьяит), мельтейгит, ийолит, уртит, *4* — малиньит, нефелиновый, канкринитовый, щелочной сиениты, *5* — эффузивные и гипабиссальные разности (альноит, оливиновый мельтейгит-порфир); *6–10* — группа серий щелочных основных пород: *6* — габбро, пироксенит, *7* — тералит, *8* — мельтейгит, ийолит, уртит, *9* — нефелиновый и щелочной сиениты, *10* — гипабиссальные породы (тешенит и др.): *11–14* — калиевые щелочные серии пород: *11* — гипербазиты, *12* —шонкиниты, *13* — фельдшпатоидные (нефелиновый, псевдолейцитовый), щелочные сиениты, *14* — эффузивные разности (лимбургит, пикрит, тефрит, лейцитит и др.).

А — поле базальтов океанов, *Б* — поле базальтов островных дуг

Рис. 75. Соотношение K и Rb в породах калиево-натриевых щелочных ультраосновных, калиево-натриевых щелочных основных и калиевых щелочных серий

I–II — поле точек пород серий: I — калиево-натриевых щелочных ультраосновных и основных, II — поле точек пород калиевых щелочных. Условные обозначения те же, что на рис. 74

главные тенденции их поведения несмотря на значительный разброс данных в однотипных породах.

1. Уменьшение содержания никеля и в меньшей степени кобальта в поздних дифференциатах каждой серии, особенно в нефелиновых, канкринитовых, щелочных сиенитах.

2. Породы эффузивной и приповерхностной фаций, как правило, характеризуются несколько более высокими концентрациями рассматриваемых элементов, чем их мезоабиссальные аналоги. Так, в фельдшпатоидном долерите, тешените, камптоните из серии калиево-натриевых щелочных основных пород содержание Ni колеблется в пределах 30–170, а Co 50–65 г/т, тогда как в интрузивных аналогах соответственно Ni 6–125, Co 7–95 г/т.

3. Наиболее высокие содержания Ni и Co из числа изученных образцов отмечены в гиаломеланефелините Якокутского массива (Ni 1250, Co 120 г/т), а также в оливините и мелилитовом оливините массивов Ковдор и Кугда (Ni 1092–2000, Co 100–229 г/т).

При сравнении с данными по базальтам (Лутц, 1980) обращает внимание, что щелочные эффузивы в основном сопоставимы по содержанию Ni и Co с базальтами океанов. В то же время в щелочных интрузивных сериях вариации настолько широкие, что перекрывают составы не только базальтов океанов, но и островных дуг (см. рис. 74).

Соотношение K–Rb (рис. 75) подчеркивает специфику калиевых щелочных серий, характеризующихся более высокими концентрациями K и Rb (см. рис. 75, поле III). В числе общих закономерностей поведения K и Rb в щелочных ассоциациях отмечаются следующие.

1. Большой диапазон вариаций содержаний K и Rb при концентрации этих элементов

в наиболее поздних дифференциатах. Так, в рассматриваемых породах калиевой серии содержание в гипербазитах K составляет 830–9960, Rb 20–180 г/т, а в щелочных дифференциатах соответственно 30710–99600 и 130–320 г/т. В калиево-натриевой щелочной основной магматической серии субщелочные пироксениты и габбро содержат K 2158–7553, Rb 5–10 г/т, а в нефелиновых сиенитах K – до 51626, Rb до 114 г/т. Наиболее низкие концентрации K характерны для ультраосновных пород из калиево-натриевых щелочных ультраосновных серий; в оливинитах содержание K колеблется в пределах 332–2490, Rb около 2 г/т. В то же время в щелочных дифференциатах концентрация рассматриваемых элементов приближается к значениям, отмеченным и в щелочной основной серии пород; в фельдшпатоидных сиенитах массивов Одихинча, Озерная варака, Ковдор, Кугда содержания K варьируют в пределах 27473–55029, Rb 23–109 г/т.

2. В однотипных породах разных серий, например в ультраосновных членах, выявляются определенные различия в уровнях концентрации рассматриваемых элементов.

3. Наиболее низкие содержания K отмечены в оливинитах калиево-натриевой щелочной ультраосновной серии, а наиболее высокие – в перидотитах и пироксенитах калиевых серий (см. рис. 75).

4. Гипабиссальные разности, как и эффузивные, примерно соответствуют по содержанию K и Rb их глубинным аналогам (ср.: оливиновые мельтейгит и ийолит-порфир K 26726–28884, Rb 36–43 г/т, ийолиты и мельтейгиты K до 28303, Rb до 55 г/т).

По данным Б.Г. Лутца (1980), толеиты срединно-океанических хребтов характеризуются высоким K/Rb отношением (больше 1000). С нарастанием щелочности величина K/Rb отношения снижается, и в щелочных оливиновых базальтах колеблется в пределах 300–500, а в лейцитовых базальтах приближается к 100. Можно видеть на диаграмме (см. рис. 75), что большинство пород рассматриваемых серий укладывается в интервал K/Rb отношений 100–1000, характерного для щелочных пород. Обращает также внимание, что некоторые дифференциаты (гипербазиты и шонкиниты калиевых серий, мелилитовые породы и ультрабазиты щелочных ультраосновных серий характеризуются еще более низкими отношениями $K/Rb < 100$.

Соотношение Rb и Cs является характерной величиной для пород каждой из рассматриваемых серий (рис. 76). Как указывалось выше, содержания Rb весьма близки в породах серий, принадлежащих к калиево-натриевому ряду, будь то серии щелочно-ультраосновного или щелочно-основного составов. Однако по содержанию Cs эти серии различаются: только в единичных образцах пород из серии щелочно-ультраосновного состава концентрация Cs достигает 2 г/т, в подавляющей же массе – ниже чувствительности метода; в серии калиево-натриевых щелочных основных пород содержание этого элемента варьирует от нескольких до 15–21 г/т в отдельных образцах ийолитов и нефелиновых сиенитов. В породах калиевой серии при содержаниях Rb на порядок более высокий (20–350 г/т), чем в калиево-натриевых сериях, содержание цезия достигает 10–20 г/т в отдельных образцах шонкинитов, фельдшпатоидных сиенитов и эффузивных разностях пород (лейцитовые тефриты и др.).

Концентрация Ba и Sr достигает максимума в определенных по минеральному составу типах пород. Полагают, что первичное отделение Ol и Px приведет к концентрации Ba и Sr в жидкой фазе, но с увеличением роли полевого шпата концентрация Ba и Sr в остаточной жидкости будет быстро уменьшаться, причем Sr будет входить преимущественно в плагиоклаз, а Ba – в щелочной полевой шпат (Sceal, Weaver, 1971). Эти общие закономерности прослеживаются и при анализе поведения Ba и Sr в трех рассматриваемых сериях пород (рис. 77):

1. По уровню концентрации Ba и в меньшей степени Sr серии щелочных основных пород калиевого (см. рис. 77, поле III) и калиево-натриевого (см. рис. 77, поле II) рядов достаточно различаются: породы калиевого ряда характеризуются на порядок более высокими значениями Ba (380–5300 г/т) и повышенными содержаниями Sr (540–5000 г/т) при отношении Ba/Sr около или больше 1. Что касается щелочных ультраосновных пород, то содержание в них Ba и Sr сильно варьирует (Ba от 18 до 4950, Sr от 34 до 3655 г/т), так что точки составов пород этой серии перекрываются с полями II и III на рис. 77, представляющими щелочные основные породы калиевой и калиево-натриевой линии химизма. Обособлено только поле мелилитовых пород, характеризующихся высокими содержаниями Sr (2800–3600 г/т) при умеренной концентрации Ba (см. рис. 77, поле I) и величине Ba/Sr около 0,1.

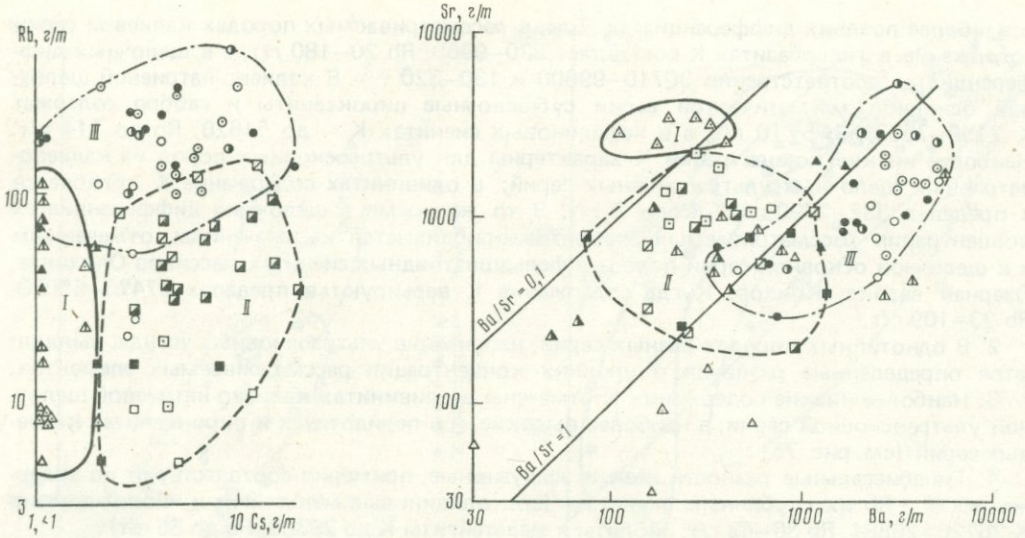


Рис. 76. Соотношение Rb и Cs в породах калиево-натриевых щелочных ультраосновных, калиево-натриевых щелочных основных и калиевых щелочных серий

I—III — поле точек пород серий; I — калиево-натриевых щелочных ультраосновных, II — калиево-натриевых щелочных основных, III — калиевых щелочных. Условные обозначения те же, что на рис. 74

Рис. 77. Соотношение Sr и Ba в породах калиево-натриевых щелочных ультраосновных, калиево-натриевых щелочных основных и калиевых щелочных серий. Условные обозначения те же, что на рис. 74 и 76

2. Отчетливо проявляется зависимость уровня концентраций Ba и особенно Sr от парагенезиса минералов, слагающего породы. В серии щелочно-ультраосновного состава наиболее низкие значения Sr (до 100 г/т) характерны для оливинитов. В щелочных породах концентрации Sr возрастают до 2000 г/т, тогда как максимальные концентрации фиксируются в мелилитовых породах. В породах калиево-натриевой щелочной основной серии (в ранних интрузивных фазах — субщелочном габбро, тералите, т.е. породах с плагиоклазом) Sr достигает содержаний до 2125 г/т. В нефелиновых и щелочных сиенитах содержание его уменьшается (238—1105 г/т).

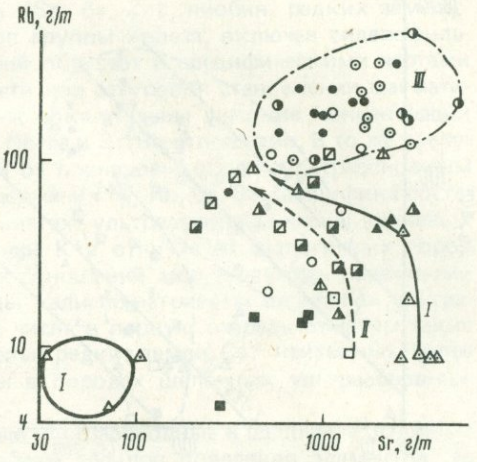
Таким образом, поведение Sr в калиево-натриевой щелочной основной серии достаточно типично для дифференцированных серий: в более поздних (более щелочных и кремнекислых дифференциатах) содержание Sr падает, позволяя предполагать, что они произошли в результате дифференциации базальтовой магмы при полной кристаллизации плагиоклаза. Такая же тенденция характерна для щелочных ультраосновных серий калиево-натриевой линии химизма, где Sr концентрируется в мелилитовых породах и содержание его резко снижается в поздних щелочных дифференциатах. В то же время для ультраосновных разностей (оливиниты, оливин-мелилитовые породы—кугдиты) характерны низкие содержания Sr. Наиболее отчетливо отмеченные тренды содержаний Sr проявляются на диаграмме соотношения Sr и Rb (рис. 78, тренды I и II).

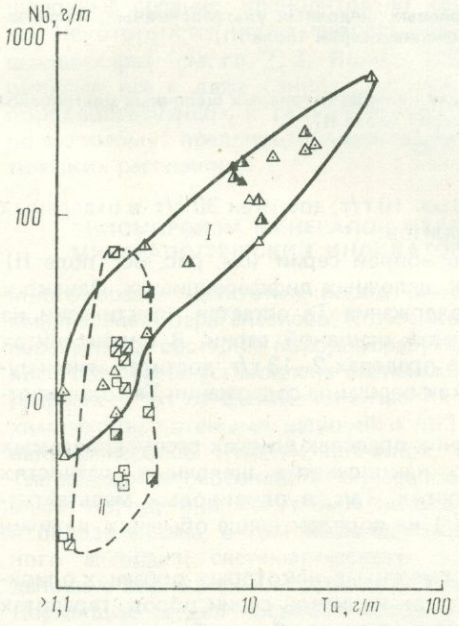
Соотношение Nb и Ta (рис. 79) и величина концентраций этих элементов (рис. 80) специфичны для пород каждой из рассматриваемых серий.

1. В породах калиево-натриевых щелочных ультраосновных серий отмечаются наиболее высокие суммарные содержания Nb и Ta (рис. 80, поле I) по сравнению с двумя другими рассматриваемыми сериями. При этом отмечается тенденция накопления как суммарного содержания этих элементов, так и раздельно каждого из них в щелочных дифференциатах (см. рис. 79 и 80). Обращает внимание, что и в нефелин-мелилитовых породах (нефелиновые уункомпагриты, турьяиты, массив Кугда) содержания Nb и Ta (соответственно 217—287 и 13—22 г/т) сопоставимы с величинами, характерными для нефелин-пироксеновых пород (Nb 60—308, Ta 5—20 г/т). В то же время в оливин-

Рис. 78. Соотношение Rb и Sr в породах калиево-натриевых щелочных ультраосновных, калиево-натриевых щелочных основных и калиевых щелочных серий

I — тренды и поля пород калиево-натриевых щелочных ультраосновных серий, II — тренд пород калиево-натриевых щелочных основных серий, III — поле пород калиевых щелочных серий. Условные обозначения те же, что и на рис. 74





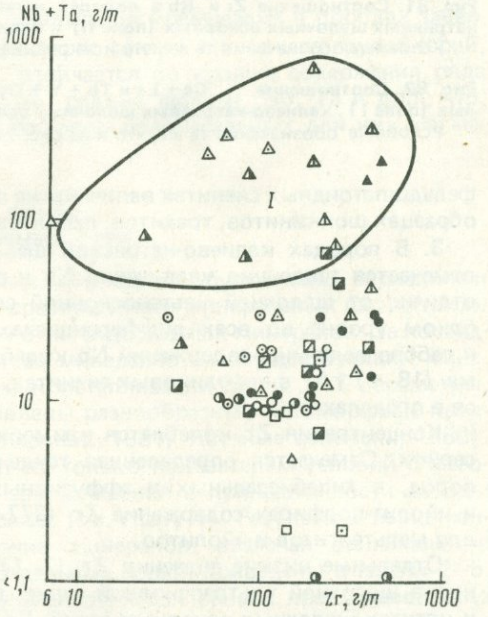


Рис. 79. Соотношение Nb и Ta в породах калиево-натриевых щелочных ультраосновных (поле I) и калиево-натриевых щелочных основных серий (поле II)

Условные обозначения те же, что на рис. 74

Рис. 80. Соотношение Nb + Ta и Zr в породах калиево-натриевых щелочных ультраосновных (поле I), калиево-натриевых щелочных основных и калиевых щелочных серий

Условные обозначения те же, что на рис. 74

мелилитовых породах (кугдит, оливиновый ункомпагрит) этого же массива отмечается резкое уменьшение содержания Nb (9—26 г/т) и Ta (1—3 г/т). Вариации соотношений Nb и Ta даже в однотипных породах из различных массивов достаточно широкие: в ийолитах массива Ально (Швеция) Nb 104, Ta 12 г/т, а в ийолитах массива Кугда (Майменча-Котуйская провинция), Nb 182, Ta 9 г/т.

2. Для серий щелочных основных пород как натриево-калиевой, так и калиевой линии химизма характерны более низкие, чем в породах щелочно-ультраосновных серий, суммарные содержания Nb и Ta. Так, в рассматриваемых породах калиевых серий суммарные содержания Nb и Ta колеблются в пределах 0—30 г/т, причем в

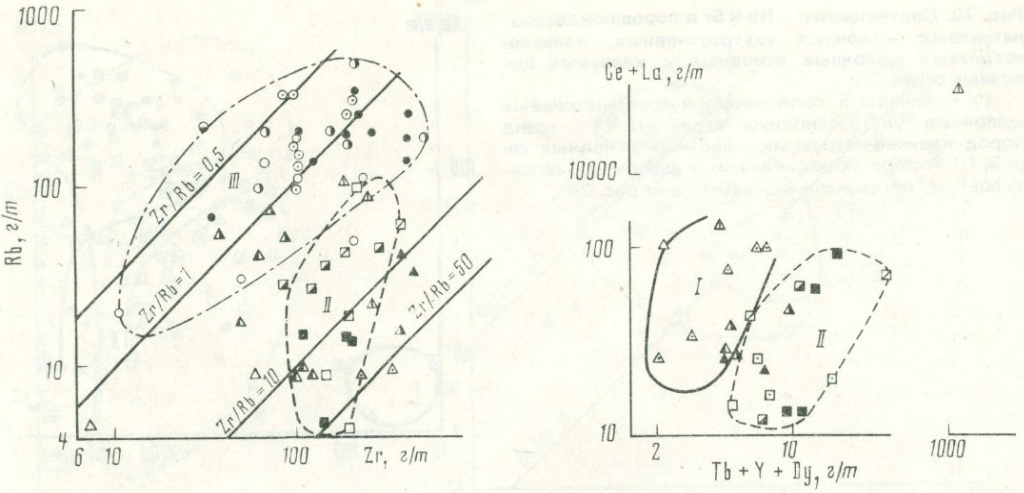


Рис. 81. Соотношение Zr и Rb в породах калиево-натриевых щелочных ультраосновных, калиево-натриевых щелочных основных (поле II) и калиевых щелочных серий (поле III)

Условные обозначения те же, что и на рис. 74

Рис. 82. Соотношение Ce + La и Tb + Y + Dy в породах калиево-натриевых щелочных ультраосновных (поле I), калиево-натриевых щелочных основных серий (поле II)

Условные обозначения те же, что и на рис. 74

фельдшпатоидных сиенитах величины не превышают 10 г/т, достигая 30 г/т в отдельных образцах шонкинитов, трахитов, лейцитовых тефритов.

3. В породах калиево-натриевой щелочной основной серии (см. рис. 80; поле II) отмечается тенденция увеличения Nb в поздних щелочных дифференциатах. Однако в отличие от щелочной ультраосновной серии содержание Ta остается практически на одном уровне во всех дифференциатах щелочной основной серии. В пироксенитах и габбро величины содержаний Nb колеблются в пределах 2–13 г/т, достигая максимума (18–67 г/т) в нефелиновых сиенитах, тогда как величины содержания Ta сохраняются в пределах 0–2 г/т.

Концентрация Zr колеблется примерно в одних пределах во всех рассматриваемых сериях. Отмечается определенная тенденция его накопления в щелочных разностях пород, в гипабиссальных и эффузивных разностях. Так, в оливиновых мельтейгит- и ийолит-порфирах содержание Zr (377–436 г/т) на порядок выше обычных величин для мельтейгитов и ийолитов.

Отдельные низкие значения Zr (7–17 г/т) отмечены в некоторых образцах оливинитов щелочной ультраосновной серии, перидотитах калиевой серии пород, тералитах и уртитах щелочных основных серий. Большинство же значений колеблется в пределах интервала 50–400 г/т.

Отношение Ti к Zr варьирует в породах рассматриваемых серий от 10 до 1000, причем столь же широкие пределы колебаний характерны и для каждой из рассматриваемых серий, особенно для их интрузивных эквивалентов. Более узкий интервал значений отношения Ti/Zr, равный 10–100, характеризует большинство проанализированных лав и гипабиссальных разностей. Столь же широко варьируют и отношения Zr к Rb (от 0,5 до 50). Однако для пород калиевых серий пределы колебаний 0,5–5, а для калиево-натриевых – 1–50 (рис. 81).

Во всех рассматриваемых сериях содержание редких земель примерно 10–100 г/т возрастает в отдельных образцах щелочных пород до 200 г/т. Вместе с тем по соотношению редкоземельных элементов цериевой и иттриевой групп выявляются отчетливые различия: породы щелочной ультраосновной серии обеднены иттриевой группой по сравнению с породами щелочной основной серии калиево-натриевой линии химизма (рис. 82).

Выполненный анализ геохимических особенностей трех групп щелочных ультраосновных и основных серий показал, что поведение химических элементов и их тренды в процессе формирования этих серий имеют близкие тенденции. В поздних дифференциа-

тах фиксируется накопление кремнекислоты, щелочей, параллельно увеличивается концентрация других литофильных элементов (Sr, Ba, Zr), ниобия, редких земель; падает содержание кальция, магния, элементов группы железа, включая сидерофильные рассеянные элементы. Каждая группа серий обладает и специфическими чертами и не зависит от провинциальной принадлежности или от уровня становления магматического тела. Так, для калиевых серий весьма показательны высокие концентрации Rb, Ba и Ba/Sr отношения, низкие содержания Nb,Ta и Zr/Rb отношения. В то же время для калиево-натриевых серий вне зависимости от принадлежности к ультраосновным или основным группам характерны низкие содержания K, Rb, Sr, Ba. Специфика состава серий проявляется уже в ранних дифференциатах: ультраосновные члены калиевых серий характеризуются высокими содержаниями K в отличие от аналогичных пород калиево-натриевых серий. Ряд элементов и их отношений могут служить надежными индикаторами, позволяющими отличать породы калиево-натриевых щелочных ультраосновных от щелочных основных серий. В их числе в первую очередь отметим такие пары элементов, как Nb и Ta, цериевые и иттриевые редкие земли, Cs: неизменно более низкие содержания двух последних отмечены в породах щелочных ультраосновных серий.

В заключение подчеркнем, что если щелочные ультраосновные и щелочные основные группы серий обладают геохимическим подобием трендов поведения элементов, то щелочные средние (фонолитовые) серии имеют определенные отличия. В частности, для некоторых из них отмечалось понижение содержания кремнезема в породах завершающих фаз (см. гл. 2, 3; Яшина, 1982). Характерно также, что каждая группа серий, включая все и даже ранние дифференциаты, отличается по уровню содержания ряда породообразующих и редких элементов (K, Na, редкие щелочи, Nb, Ta и др.), что, по-видимому, предопределялось вариациями составов родоначальных для них магматических расплавов.

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД – МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ

Многообразие щелочных пород и образуемых ими серий обусловлено вариациями минеральных парагенезисов, количественным соотношением минеральных фаз, а также переменным составом породообразующих и многих акцессорных минералов. За последние годы была установлена зависимость состава минералов и сосуществующих минеральных фаз от физико-химических условий кристаллизации пород (*P-T* параметры, химический потенциал щелочей и др.) и выявлены разнообразные типоморфные признаки минералов (Перчук, Рябчиков, 1970; Зырянов, 1981; Научные основы..., 1980). Типоморфные особенности минералов служат не только показателем условий образования пород; они могут быть использованы для суждения о принадлежности породы к определенным, в том числе щелочным, сериям (см. главу 4). Результаты выполненного авторами систематического исследования минералов, включая оригинальные данные о вариациях их составов в пределах отдельных серий, приведены в главах 2–5. Настоящий раздел посвящен сравнительному анализу характерных, преимущественно "сквозных", минералов щелочных серий как породообразующих (минералы групп нефелина, полевого шпата, пироксена, оливина, слюд, амфибола), так и акцессорных (апатит, Fe-Ti окисные минералы, гранат). Для сопоставления используются графики, на которые отражены данные о химическом составе минералов, приведенные в главах 2–5, а также заимствованные из литературы. Анализ обобщенных данных позволил выявить типоморфные признаки минералов определенных щелочных серий, а также получить информацию о некоторых физико-химических условиях их образования.

Минералы группы нефелина типичны для щелочных пород. Наиболее обычен собственно нефелин, более редко встречается кальсилит. Известен чисто натриевый нефелин, обнаруженный И.П. Лапутиной при исследовании на электронном микроанализаторе минерального состава тингуаитов Лугингольского массива (Кононова и др., 1981). В настоящем разделе рассматриваются особенности состава собственно нефелина – наиболее широко распространенного в щелочных породах. Пределы колебаний содержаний главных компонентов нефелина обсуждаются во многих работах. При этом принято сопоставлять не столько содержание элементов в химических анализах, сколько содержание твердого раствора нефелина в четырехкомпонентной системе нефелин–каль-

силит—анортит—кварц или трехкомпонентной системе нефелин—кальсилит—кварц[1]. В этой связи в дальнейшем при сопоставлении нефелинов наряду с химическим составом обращается внимание на содержание в минерале таких условных составляющих, как нефелиновая, кальсилитовая, анортитовая, кварцевая.

В свое время Дж. Морозевич (Morozewitsz, 1930) защищал представление о постоянном составе нефелина независимо от состава той породы, в которой этот минерал образуется. Однако детальные исследования нефелина показали его непостоянство как в природных образованиях, так и продуктах экспериментов. Были выявлены некоторые зависимости состава нефелина от таких факторов, как сопутствующий минеральный парагенезис, эволюция магмы в процессе становления интрузива, состав исходной магмы, а также формационная принадлежность пород и их серий (Bowen, Ellestad, 1936; Кононова, 1976; Козырева, 1975; Самсонова, 1973). В главах II и III на оригинальных материалах были показаны вариации составов нефелинов в пределах отдельных массивов и серий пород, особенности составов нефелинов в пределах однотипных пород (нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты) из различных серий (см. гл. 6). В настоящем разделе главное внимание сосредоточено на специфических особенностях состава нефелинов из различных щелочных серий. С этой целью выполнено сопоставление составов нефелинов с помощью диаграмм (рис. 83, 84), на которые помещены точки оригинальных анализов авторов и литературных данных (Самсонова, 1973; Костылева-Лабунцова и др., 1978; Буссен, Сахаров, 1972).

Обращают на себя внимание следующие особенности состава нефелина из пород различных щелочных серий.

1. Нефелин из пород калиево-натриевой щелочной ультраосновной серии характеризуется довольно широким диапазоном вариаций нефелиновой и кальсилитовой составляющих. В изученных образцах содержание нефелиновой составляющей колеблется в пределах 69—83%. Содержание анортитовой и кварцевой составляющих обычно низкое, в связи с чем на диаграммах Ne—Ks—An (см. рис. 83) и Ne—Ks—Q (см. рис. 84) точки составов этих нефелинов тяготеют к основанию треугольника. Несколько точек, попавших в правую часть диаграммы Ne—Ks—Q с довольно высоким содержанием кварцевой составляющей, относятся к нефелинам из гипабиссальных оливиновых мельтейгит-порфиров, а также из нефелиновых сиенитов. Подчеркнем, что наиболее устойчивым признаком нефелинов рассматриваемой группы серий являются малые содержания CaO, характерные для нефелинов из всех типов пород, в том числе турьяитов, мельтейгитов, ийолитов, уртитов, оливиновых мельтейгит-порфиров, нефелиновых сиенитов.

2. Нефелин из пород калиево-натриевой щелочной основной серии характеризуется максимально высоким содержанием анортитовой составляющей, причем эта особенность присуща как нефелинам из тералитов, ийолитов, уртитов, так и из нефелиновых сиенитов. Остальные составляющие нефелинов из пород рассматриваемой серии варьируют достаточно широко: кварцевая составляющая колеблется в пределах 5—10 мол.%, нефелиновая 73—82, кальсилитовая 18—27 мол. %[2].

3. Нефелин из ийолитов, уртитов и ассоциирующих с ними агпаитовых нефелиновых сиенитов характеризуется подобно нефелину из серии щелочных ультраосновных пород практически отсутствием Ca. Лишь в единичных образцах нефелинов из ийолитов и уртитов Хибинского массива фиксируется анортитовая составляющая (до 4 мол.%). Специфика нефелинов из этих массивов — высокое содержание кварцевой составляющей, однако и оно варьирует в отдельных образцах от 1,5 до 10 мол. % как в нефелиновых сиенитах, так в ийолитах и уртитах. Содержание нефелиновой составляющей укладывается обычно в пределы 72—77 мол. %.

4. Нефелин из пород калиевой линии химизма имеет, пожалуй, наиболее широкие вариации составов. Для сравнения нанесены на диаграммы (см. рис. 83, 84) составы нефелинов из нефелиновых сиенитов и ювита Сыннырского массива (Самсонова, 1973), нефелиновых сиенитов и пегматита Тежсарского массива (Меликсетян, 1971; Самсонова, 1973), а также из псевдолейцитовых сиенитов, псевдолейцитовых сиенит-порфиров, нефелиновых сиенитов Лугингольского массива (Кононова и др., 1981). Прежде всего обращают внимание достаточно стандартные составы нефелинов из пород калие-

[1] Используемый метод расчета составляющих нефелин компонентов опубликован в монографии В.А. Кононовой (Кононова, 1976).

[2] Здесь и далее указываются пределы колебаний состава нефелина для исследованной серии образцов.

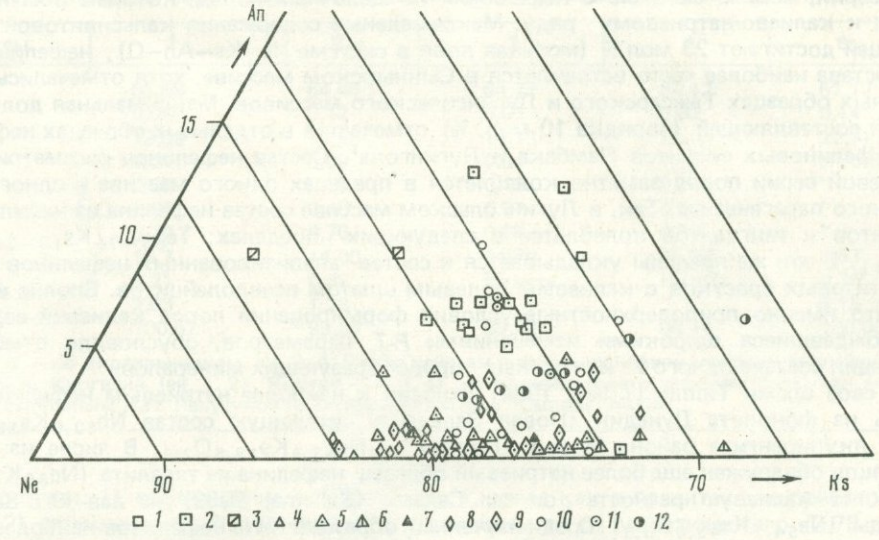


Рис. 83. Состав нефелинов на диаграмме Ne—Ks—An

1—3 — нефелин из пород калиево-натриевых щелочных основных серий: *1* — из нефелиновых сиенитов, *2* — из ийолитов и уртитов, *3* — из тералитов; *4—7* — нефелин из пород калиево-натриевых щелочных ультраосновных серий: *4* — из нефелиновых сиенитов, *5* — из мельтейгитов, ийолитов и уртитов, *6* — из оливиновых мельтейгит-порфиров, *7* — из мелилитовых пород; *8, 9* — нефелин из пород калиево-натриевых щелочных сиенитоидных серий (данные по Хибинскому и Ловозерскому массивам): *8* — из нефелиновых сиенитов, *9* — из ийолитов и уртитов; *10, 11* — нефелин из пород калиевых щелочных серий: *10* — из нефелиновых сиенитов, *11* — из псевдолейцитовых сиенитов; *12* — нефелин из миаскитов и пегматитов Урала

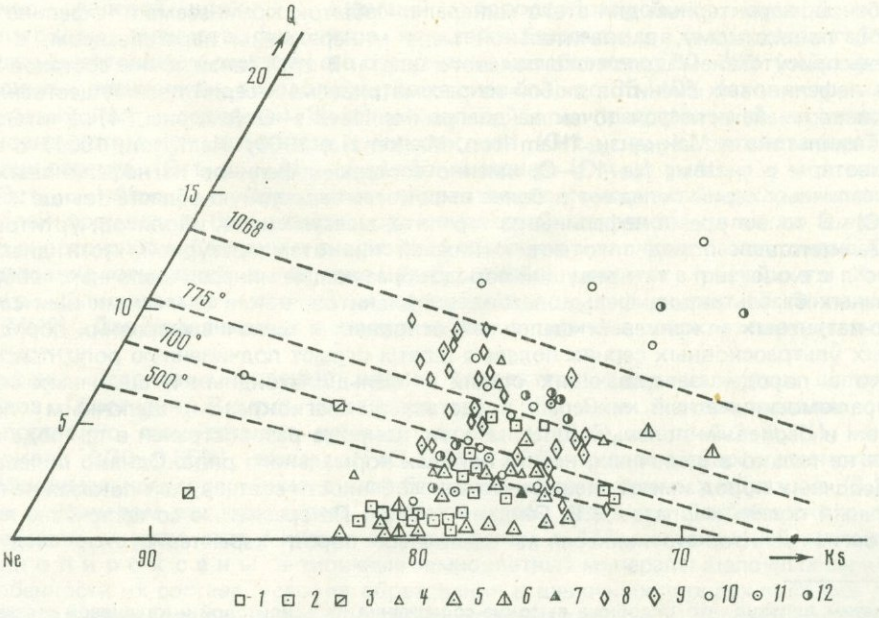


Рис. 84. Состав нефелинов на диаграмме Ne—Ks—Q

Условные обозначения те же, что и на рис. 83. Пунктирные линии — изотермы, по Гамильтону и Маккензи (Hamilton, Mackenzie, 1960; Hamilton, 1961)

вой серии, весьма сходные с нефелином из щелочных пород, которые обычно относятся к калиево-натриевому ряду. Максимальные содержания кальсилитовой составляющей достигают 23 мол.% (мольная доля в системе Ne—Ks—An—Q), нефелины такого состава наиболее часто встречаются в Сыннырском массиве, хотя отмечались и в отдельных образцах Тежсарского и Лугингольского массивов. Максимальная доля кварцевой составляющей (порядка 10 мол. %) отмечается в отдельных образцах нефелинов из нефелиновых сиенитов Памбака и Лугингола[1]. Состав нефелинов рассматриваемой калиевой серии пород заметно колеблется в пределах одного массива и одного минерального парагенезиса. Так, в Лугингольском массиве состав нефелина из нефелиновых сиенитов и тингуаитов колеблется в следующих пределах: $Te_{65-76}Ks_{18-23}An_{0-7}Q_{1-11}$. В эти же пределы укладывается и состав анализированных нефелинов из симплектитовых сростков с калиевым полевым шпатом псевдолейцитов. Вполне возможно, что именно приповерхностные условия формирования пород калиевой серии, сопровождавшиеся широкими изменениями *P-T* параметров, обусловили отмеченные вариации состава одного из их главных породообразующих минералов.

В свое время Тилли (Tilley, 1954) относил к наиболее натриевым нефелинам разность из фонолита Дунедин (Новая Зеландия), имеющую состав $Ne_{82,0}Ks_{18,8}Q_{5,2}$, и из якупирангита района Могок (Бирма) — $Ne_{83,3}Ks_{13,8}Q_{2,9}$. В числе изученных образцов обнаружен еще более натриевый образец нефелина из тералита ($Ne_{88}Ks_{10}Q_2$). Наиболее калиевую разность описал Сахама (Sahama, 2952) из лав Юго-Западной Уганды ($Ne_{54,5}Ks_{45,0}Q_{0,5}$). Среди изученных образцов K-Na нефелинов наиболее калиевая разновидность ($Ne_{67}Ks_{29}Q_4$) обнаружена в оливиновом мельтейгит-порфире. Достаточно широкий диапазон колебаний нефелиновой и кальсилитовой составляющих в нефелине характерен для этого минерала из всех изученных щелочных серий. В то же время в двух других составляющих нефелина (анортитовой и кварцевой) обнаруживается определенная зависимость содержаний CaO и анортитовой составляющей от принадлежности к различным сериям пород. Они сохраняются минимальными или близкими к нулю в породах калиево-натриевой щелочной ультраосновной серии, а также в серии агпаитовых нефелиновых сиенитов с уртитами и ийолитами. Максимальные значения CaO характерны для нефелинов из пород калиево-натриевой щелочной основной серии; средний уровень порядка 2—5 мол. % анортитовой составляющей устойчиво отмечается в нефелинах из миаскитов. Только для нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов калиевых серий колебания содержания CaO в нефелинах перекрывают весь диапазон колебаний, характерный для этого минерала. Избыток кремнезема в нефелине определяется, по-видимому, в значительной мере минеральным парагенезисом, в первую очередь присутствием щелочного полевого шпата. В этой связи точки составов нефелина из нефелиновых сиенитов любой из рассматриваемых серий преимущественно тяготеют к верхней части роя точек на диаграмме Ne—Ks—Q (см. рис. 84). Учитывая данные Гамильтона и Маккензи (Hamilton, Mackenzie, 1960; Hamilton, 1961) о положении изотерм в системе Ne—Ks—Q, именно составы нефелинов из нефелиновых сиенитов различных серий попадают в более высокотемпературную область (выше изотермы 775° C). В то же время нефелины из тералита, мельтейгитов, ийолитов, уртитов, нефелин-мелилитовых пород тяготеют к нижней низкотемпературной части диаграммы.

П о л е в о й ш п а т — ведущий породообразующий минерал щелочных габброидов, щелочных базальтоидов, фельдшпатоидных сиенитов, как и слагаемых ими серий калиево-натриевых и калиевых щелочных основных и щелочных средних пород. В щелочных ультраосновных сериях полевые шпаты играют подчиненную роль, присутствуя только в породах завершающих стадий — фельдшпатоидных и щелочных сиенитах. Этот алюмосиликатный минерал представлен плагиоклазом, щелочным полевым шпатом и бариевым полевым шпатом[2]; он широко распространен в природе и встречается не только в щелочных, но и в породах нормального ряда. Однако полевые шпаты щелочных пород имеют специфические особенности состава, как показал на примере щелочных полевых шпатов В.Е. Гендлер (1979). По сравнению со щелочным полевым шпатом из гранитов этот минерал из щелочных пород характеризуется следующими

---

[1] Отметим попутно, что подобные высокие содержания кальсилитовой и кварцевой составляющих отмечаются только еще в нефелинах из миаскитов.

[2] Здесь и далее при характеристике полевых шпатов использована классификация Дира с соавторами (1966).

Таблица 60. Химический состав бариевых полевых шпатов из калиевых щелочных вулканитов

Окислы	1	2	3	4	5
SiO_2	61,88	64,46	64,73	64,42	61,17
TiO_2	0,04	0,12	0,06	0,02	0,14
Al_2O_3	19,00	17,98	18,13	18,04	22,71
FeO	0,01	0,09	0,34	1,13	Не опр.
MnO	0,00	0,06	0,13	0,06	"
CaO	0,00	0,40	0,27	0,00	"
Na_2O	0,20	0,76	0,86	0,70	"
K_2O	16,7	14,09	14,70	15,07	9,53
SrO	0,21	0,32	Не опр.	Не опр.	0,30
BaO	2,63	1,28	"	"	6,15
Сумма	100,67	99,56	99,22	99,44	100,00

Ан. 1, 3 — по вкрапленникам, ан. 2, 4, 5 — по лейстам и зернам основной массы из эпилейцитового фонолита. Киргизия (ан. 1. 2), Якутия (ан. 3, 4), из эпилейцитового тефрита, Казахстан (ан.5). Анализы выполнены И.П. Лапутиной на микроанализаторе "Cameca" Ms-46.

особенностями: 1) соотношением K/Na около 1, тогда как в гранитах оно приближается к 2; 2) отношение Si/Al минимальное и отклоняется от теоретического (2,78 вместо 3,00); 3) отношение суммы щелочей к алюминию (0,89) также заметно ниже теоретического (1,00), т.е. фиксирует избыток алюминия по отношению к щелочам (около 11%). Обращает на себя внимание и ряд типоморфных особенностей полевых шпатов, характерных для определенных семейств и видов щелочных пород и их серий.

Плагиоклаз — главный породообразующий минерал щелочных габброидов (тералит, эссексит) и щелочных базальтоидов калиево-натриевых щелочных основных серий. В них плагиоклаз представлен лабрадором и андезином, реже встречаются более основная (битовнит) и кислая (альбит—олигоклаз) его разновидности. Нередко минерал имеет зональное строение и варьирует по составу от ядра к краю зерна. В тералитах ядро зерен плагиоклаза представлено лабрадором (№ 52—60) и реже битовнитом (№ 75—80), а кайма — андезином (№ 40—45) или олигоклаз-андезином (№ 35), в эссекситах же ядро — андезином, а кайма — альбит-олигоклазом (№ 15—28).

Щелочной полевой шпат — ведущий породообразующий минерал всех фельдшпатоидных сиенитов, фонолитов, калиевых базальтоидов и калиевых габброидов. В фельдшпатоидных сиенитах его содержание колеблется от 60—70% (лейкофойяиты, миаскиты, рисчорриты, псевдолейцитовые сиениты) до 35—40% (луявриты, мариуполиты, мезофойяиты, сернеиты). Щелочной полевой шпат представлен всеми известными разновидностями от ортоклаза и микроклина (Ort_{90-100}), ортоклаз-пертита и микроклин-пертита ($Ort_{20-90}Ab_{10-80}$) до санидина ($Ort_{40-80}Ab_{15-55}$) и анортоклаза ($Opt_{10-30}Ab_{60-75}$). Содержание анортитового компонента низкое и изменяется от долей процента в большинстве разновидностей щелочного полевого шпата до 6—19% в анортоклазах. Санидин и анортоклаз обычны в щелочных базальтоидах. Ортоклаз постоянно отмечался в нефелин-кальсилитовых сиенитах (рисчорриты Хибин, сынныриты Сыннырского массива) и псевдолейцитовых сиенитах (Лугингольский массив, МНР). Для нефелиновых сиенитов наиболее типичны ортоклаз-пертиты и микроклин-пертиты.

Гиалофаны (бариевые полевые шпаты) характерны для калиевых щелочных вулканитов (Киргизия, Якутия, Казахстан, табл. 60). В их составе, помимо окиси калия, постоянно присутствуют примеси стронция (SrO около 0,2—0,3%), натрия (Na_2O около 0,20—0,86%), железа (FeO 0,01—1,13%) и в заметных количествах — бария. Максимальное содержание окиси бария из числа изученных образцов (6,15%) отмечено в калиевом полевом шпате основной массы тефритов Даубабинского поля, что позволило отнести этот минерал к гиалофанам с 15% цельзиановой молекулы.

Клинопироксены — типичные темноцветные минералы щелочных серий пород. Особенности их состава, условия образования в щелочных породах являлись предметом многих исследований, в числе которых отметим работы по пироксенам Мороту, Сахалин (Yagi, 1953), Илимауссака (Larsen, 1976), а также ряда обобщений (Poldervaard, Hess, 1951; Kushiro, 1960; Le Bas, 1962; Дир и др., 1966; Добрецов и др., 1971).

Особенности пироксенов в конкретных массивах и изменение их составов в ходе эволюции серий, а также в однотипных породах из различных серий рассмотрены в предыдущих главах (см. гл. 2, 3, 5), поэтому в настоящем разделе приведем результаты сравнения составов клинопироксенов из различных серий щелочных пород.

В соответствии с принятой в справочнике "Минералы" (Минералы, 1981, т. III, вып. 2) классификацией отметим, что для пород щелочных серий характерны кальциевые, натриевые и натриево-кальциевые моноклинные пироксены. При этом для бедных натрием пироксенов приняты названия по Польдервальду и Хессу (Poldervaard, Hess, 1951), т.е. диопсид, салит и т.д. С учетом высокого содержания R^3 в позиции M (I) и T, кальциевые моноклинные пироксены (содержание Ca близко к 1 в формульных единицах) отнесены к фассаитам (Минералы, 1981, т. III, вып. 2). Для богатых натрием пироксенов использовано деление, предложенное Диром с соавторами (1966), т.е. эгирин — это пироксен с 100—70 мол. % акмитовой составляющей, для промежуточных составов с 70—15 мол. % акмитовой составляющей применена двойная номенклатура типа эгирин—геденбергит и т.д. Термин акмит применяется для теоретического состава $NaFe^{3+}Si_2O_6$, а природный минерал принято называть "эгирин".

Учитывая обнаруженные в последние годы структуры распада в некоторых природных пироксенах, отметим, что выполненное сопоставление особенностей их состава основывается на "валовом", если можно так назвать, составе минерала, характеризующего определенный этап формирования пород. Для этой цели использованы преимущественно данные авторов, приведенные в таблицах (см. главы 2,3) и диаграммах (см. рис. 85—87), анализ которых позволяет выявить специфику составов пироксенов в каждой из рассматриваемых серий. Подчеркнем наиболее существенные различия, рассмотрев, в первую очередь, вариации в содержаниях Na, Ca и Al.

В составе подавляющего большинства пироксенов в каждой из рассматриваемых серий присутствует Na и соответственно акмитовый компонент, однако доля его варьирует от величин близких к нулю до 100%. На диаграмме $Na—Mg—Fe^{2+}+Mn$ (рис. 85) показаны пироксены из пород калиево-натриевых щелочных ультраосновных серий, щелочных основных серий, калиевых серий и серии агпаитовых нефелиновых сиенитов с ийолитами, уртитами. Для сравнения приведены тренды пироксенов известных интрузивов, таких как, Скергаард (линия I—I), Илимауссак (линия 2), Якупиранга (линия 3), заимствованных у Ларсена (Larsen, 1976). Их сопоставление показывает следующие вариации в содержании акмитового компонента в пироксенах из пород различных щелочных серий.

1. Пироксены из серии щелочных основных пород (см. рис. 85, усл. обозн. *1*) характеризуются повышенным содержанием железистого компонента, в связи с чем точки составов пироксена располагаются правее точек всех остальных образцов этого минерала. Доля натриевого компонента в пироксене большинства пород этой серии весьма умеренная. Даже в крайних наиболее щелочных членах — нефелиновых сиенитах — доля натриевого компонента не превышает 50 мол. %, что можно видеть на примере тренда пироксенов из пород щелочной основной серии Кузнецкого Алатау и Витимского нагорья (пунктирная линия *5*).

2. Пироксены из пород щелочной ультраосновной серии преимущественно относятся к разностям, в которых содержание акмитового компонента меньше 15 мол. % и точки их составов располагаются вблизи стороны треугольника $Mg—Fe^{2+}+Mn$, заметно концентрируясь вблизи Mg-угла (см. рис. 85, усл. обозн. *2*). Только в малиньитах, нефелиновых, нефелин-канкринитовых сиенитах, завершающих формирование этой серии, пироксены содержат значительную долю акмитовой составляющей (до 60, а иногда и 80 мол.%). Как неоднократно отмечалось, общая тенденция изменения составов пироксенов в данной серии характеризуется сменой диопсидов и диопсид-салитов эгирин-диопсидами. Однако в различных провинциях конечные члены трендов составов пироксенов заметно различаются по магнезиальности, хотя начальные их члены весьма близки по составу и располагаются в пределах весьма ограниченного поля в магнезиальном углу треугольника. Поясним эту закономерность на рис. 85, где пунктирными линиями 4—4*А* и 4—4*Б* показаны тренды изменения пироксенов в серии пород, формирующих массивы щелочно-ультраосновного состава Кольско-Карельской провинции (линия 4—4*А*) и Маймеча-Котуйской провинции (линия 4—4*Б*), а линия 3 — тренд пироксенов Якупиранги (Бразилия, по Larsen, 1976). Все три линии несколько смещаются относительно друг друга, отражая изменения соотношения магнезиального и железистого

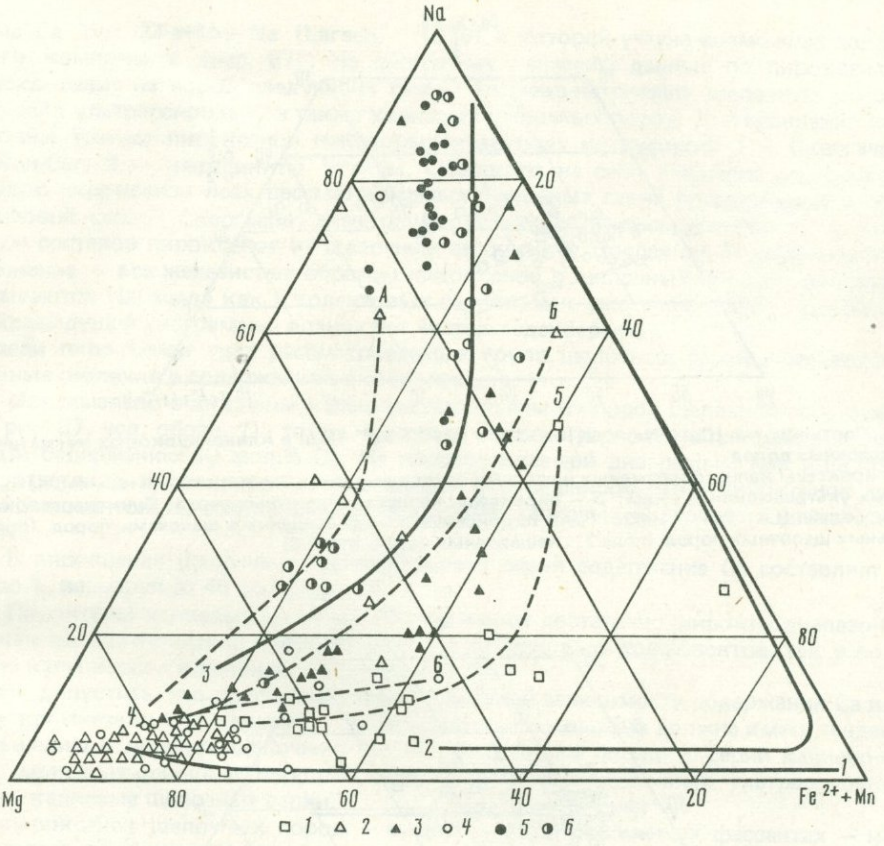


Рис. 85. Соотношение Na : Mg : (Fe^{2+} + Mn) в клинопироксенах из пород щелочных серий

1 — пироксены калиево-натриевых щелочных основных серий; *2—3* — пироксены калиево-натриевых щелочных ультраосновных серий; *2* — из интрузивных пород, *3* — из гипабиссальных и эффузивных пород Восточной Африки, по (Tyler, King, 1967); *4* — пироксены калиевых щелочных серий; *5* — пироксены Ловозерского массива; *6* — пироксены Хибинского массива. Сплошными линиями показаны тренды пироксенов Скергаарда (1), Илимауссака (2), Якупиранги (3), пунктирные линии — тренды составов пироксенов щелочных ультраосновных серий Кольского полуострова (4А), Маймеча-Котуйской провинции (4Б), серии щелочных основных пород Кузнецкого Алатау и Витимского нагорья (5), серии калиевых щелочных пород (6)

компонентов в акмитсодержащих образцах. Пироксены гипабиссальных и эффузивных пород Восточно-Африканской провинции ближе всего по составу к пироксенам Маймеча-Котуйского региона, хотя в целом среди первых почти не встречены образцы без акмитового минала.

3. Пироксены калиевых пород (пунктирная линия 6) характеризуются низким содержанием щелочей (доля акмитового компонента колеблется в пределах 1—10 мол.%) и относятся к высокомагнезиальным членам ряда диопсид—геденбергит. Исключение составляют пироксены щелочных пегматитов калиевых серий, в которых отмечаются высокие (до 79 мол.%) содержания акмитовой составляющей.

4. Пироксены Хибинского и Ловозерского массивов (рис. 85, усл. обозн. *5, 6*) представлены щелочными разностями, среди которых присутствуют эгирины, эгирин-диопсид, эгирин-салиты. По сравнению с пироксенами массива Илимауссак (см. рис. 85, линия 2) в Хибинском и Ловозерском массивах пироксены характеризуются повышенной магнезиальностью.

Для сравнения на диаграмме показан тренд пироксенов из пород типичной толеитовой серии массива Скергаард (см. рис. 85, линия 1). Только состав пироксена из пород самых ранних интрузивных фаз Скергаардского плутона совпадает с пироксенами ще-

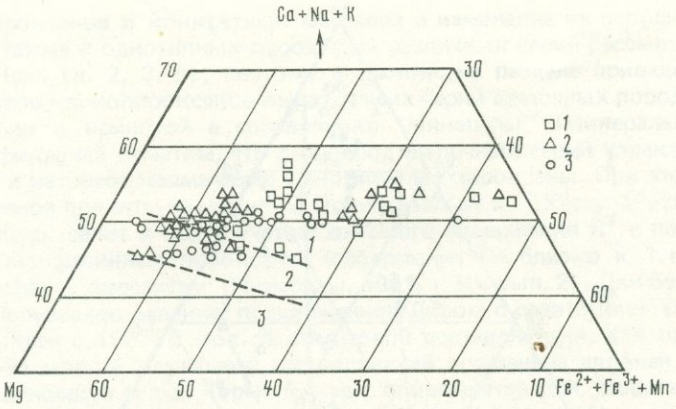


Рис. 86. Соотношение (Ca + Na + K) : Mg : (Fe^{2+} + Fe^{3+} +Mn) в клинопироксенах магматических серий щелочных пород

1 — пироксены калиево-натриевых щелочных основных серий; *2* — пироксены калиево-натриевых щелочных ультраосновных серий; *3* — пироксены калиевых щелочных серий. Пунктиром показаны границы полей (Le Bas, 1962) для пироксенов из пересыщенных щелочами пород (поле 1), нормальных щелочных пород (поле 2), нещелочных пород (поле 3)

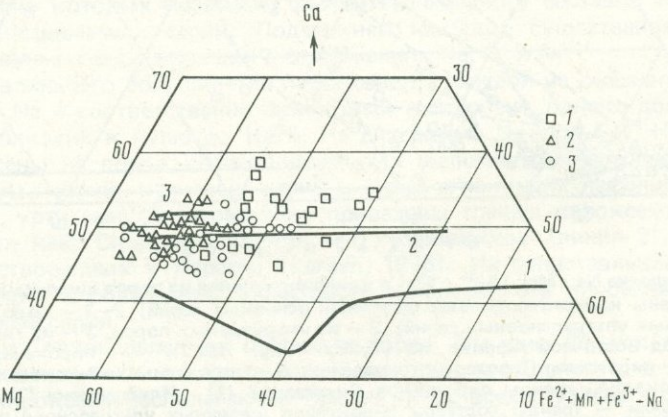


Рис. 87. Соотношение Ca : Mg : (Fe^{2+} + Mn + Fe^{3+} — Na) в клинопироксенах диопсид-геденбергитового ряда из пород различных щелочных серий

1–3 — условные обозначения те же, что и на рис. 86. Линиями показаны тренды составов пироксенов в дифференцированных сериях пород массивов Скергаард (1), Шонкин-Саг (2), нефелинитах Уганды (3), по Ларсену (Larsen, 1976)

лочных серий, изменяясь затем до крайних железистых членов ряда диопсид—геденбергит без повышения роли акмитового компонента.

Среди пироксенов, типичных для пород ранних фаз серий щелочного ультраосновного, щелочного основного составов, а также для калиевых пород, наиболее типичен ряд диопсида—салита. Следует заметить, что на диаграмме (Ca+Na+K) —Mg— (Fe^{2+} +Fe^{3+} +Mn), которая используется для общей характеристики пироксенов в зависимости от состава пород (Kushiro, 1960; Le Bas, 1962), нещелочные пироксены упомянутых ассоциаций образуют непрерывный рой точек (рис. 86). Они попадают в поля 1 и 2, характерные соответственно для пироксенов пород, пересыщенных щелочами (поле 1) и нормальной щелочности (поле 2), отличаясь от пироксенов толеитовых серий, располагающихся в поле 3 в нижней левой части диаграммы.

Пироксены ряда диопсид—салит, характерные для щелочных серий, в разной степени обогащены Ca. Эта особенность их состава представляет интерес в связи с тем, что содержание Ca, по-видимому, связано обратно пропорционально с активностью кремнезема (Larsen, 1976). Для оценки доли Ca-компонента в пироксенах использована диаг-

рамма Ca: Mg:: ΣFe+Mn—Na (Larsen, 1976), в которой учтена возможная доля акмеитового компонента (рис. 87). На диаграмму нанесены данные по пироксенам ряда диопсид—салит из пород следующих серий: калиево-натриевых щелочных основных и щелочных ультраосновных, а также калиевых щелочных пород. Для сравнения линиями показаны тренды пироксенов некоторых известных интрузивов: 1 — Скергаард, 2 — Шонкин-Саг, 3 — нефелиниты Уганды. Обращают на себя внимание две особенности составов пироксенов всех рассматриваемых щелочных серий по сравнению с типичной толеитовой серией Скергаард: значительно более высокие содержания Ca и короткие тренды составов пироксенов из щелочных ассоциаций. Последняя их особенность имеет объяснение — все железистые образцы пироксенов в щелочных породах одновременно обогащаются Na, тогда как в толеитовых сериях, как уже упоминалось при рассмотрении предыдущей диаграммы, возникают чистые геденбергиты.

Среди пироксенов трех рассматриваемых групп щелочных серий намечаются определенные различия в содержаниях окиси кальция.

1. Максимально обогащены кальцием пироксены из пород щелочной основной серии (см. рис. 87, усл. обозн. *1*), точки которых нередко располагаются выше линии, отвечающей содержанию 50 мол.% Ca. На рассматриваемой диаграмме, как и на предыдущих, отчетливо проявляется относительная обогащенность этих пироксенов железистым компонентом по сравнению с пироксенами калиевых и щелочных ультраосновных серий.

2. В пироксенах щелочных ультраосновных серий содержание Ca составляет около 50 мол.%, варьируя от 46 до 55 мол. %.

3. Пироксены калиевых щелочных пород имеют достаточно широкий диапазон вариаций как по соотношению магнезиального и железистого компонентов, так и по содержанию кальциевого компонента (43—54 мол.%).

Если допустить, что предположение об обратной зависимости содержания Ca и активности кремнезема справедливо, то активность кремнезема должна иметь тенденцию к уменьшению в породах щелочных серий в следующем порядке: серии калиево-натриевых щелочных основных пород — калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород — калиевые щелочные серии.

В пироксенах щелочных пород — существенно алюминиевых фассаитах — нередко отмечаются повышенные содержания глинозема при снижении содержания кремнезема. Они характерны для пород щелочной основной серии, а также для ийолитов и уртитов, ассоциирующих с эгирин-геденбергитовыми нефелиновыми сиенитами. Причины, вызывающие повышенные содержания глинозема в Ca-клинопироксенах, интерпретируются по-разному. Экспериментальными работами (Kushiro, Yoder, 1964) показано, что высокие содержания алюминия в пироксенах предпочтительнее для режимов высокого давления. Если этот вывод справедлив и для природных объектов, то, по-видимому, можно допустить, что серии щелочных основных пород (их массивы) по сравнению с другими щелочными сериями формировались при более высоких давлениях.

О л и в и н — типичный породообразующий минерал ультраосновных и основных дифференциатов сложных щелочных серий, представленных калиево-натриевыми и калиевыми щелочными ультраосновными и щелочными основными породами. В заметных количествах оливин присутствует в мелилитовых породах, оливиновых мельтейгит-порфирах, тералитах, а также в лавах меймечитов, оливиновых меланефелинитов и др. Согласно имеющимся данным состав оливина в щелочных сериях варьирует в широких пределах как по соотношениям магния и железа ($Fo_{98}Fa_2$ до Fo_8Fa_{92}), так и по содержанию элементов-примесей (кальций, марганец и др.). Подчеркнем, что оливин каждой группы серий имеет определенные особенности состава.

1. Оливин из пород щелочных ультраосновных серий характеризуется высокими содержаниями форстеритовой составляющей (рис. 88). В ультраосновных дифференциатах в его составе около 90% Fo молекулы, а в оливиновых мельтейгит-порфирах ее доля несколько уменьшается ($Fo_{77}Fa_{23}$). Содержание Mn остается неизменно низким во всех разновидностях. В то же время примесь CaO достаточно существенна (см. рис. 88, тренд *"а"*) и возрастает в щелочных разностях пород по сравнению с ультраосновными. Оливин из гипабиссальных и эффузивных пород (меймечиты) близок по составу к оливинам из ультраосновных пород интрузивов.

2. Оливины из пород калиевых серий близки оливинам из калиево-натриевых ще-

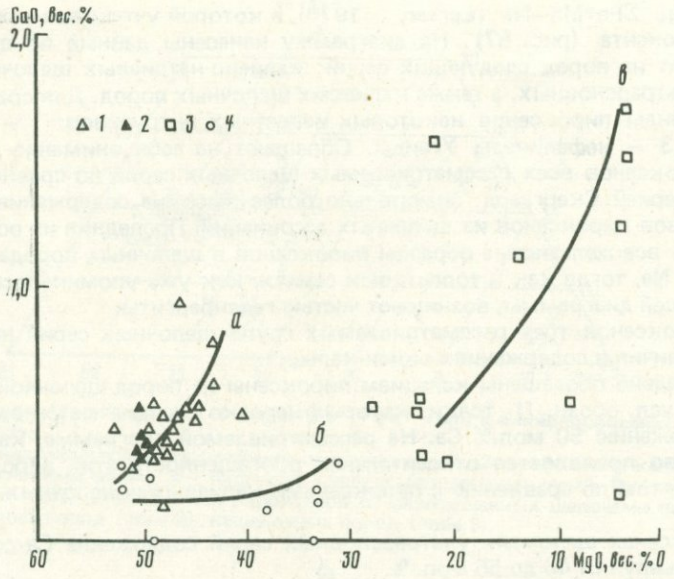


Рис. 88. Содержание CaO и MgO в оливинах из пород различных щелочных серий

1 — оливины из пород калиево-натриевых щелочных ультраосновных серий; *2* — оливины меймечитов (Васильев, 1978); *3* — оливины из пород калиево-натриевых щелочных основных серий; *4* — оливины калиевых щелочных серий. Буквами показаны тренды изменения составов оливинов в сериях щелочных ультраосновных (*а*), щелочных основных (*в*) и калиевых пород (*б*)

лочных ультраосновных пород по соотношению магния и железа — для них также характерны магнезиальные разности оливина (см. рис. 88, тренд "*б*"). В то же время содержание Ca в них низкое, а Mn варьирует в довольно широких пределах, достигая иногда 1 вес. % MnO).

3. Оливины из пород калиево-натриевых щелочных основных серий резко отличаются по составу от образцов этого минерала из первых двух серий. Прежде всего обращает внимание преобладание Fa-составляющей, содержание которой в отдельных образцах составляет более 90 вес.% Fa. Для оливинов этой серии пород характерны также высокие содержания CaO (иногда до 1,8 вес.% и MnO (до 3 вес.%).

Особое внимание к вариациям CaO и MnO в оливинах вызвано тем, что некоторые исследователи (Васильев, 1978; Stormer, 1973; Ferguson, 1978) показали, что содержание этих элементов может быть использовано для расшифровки некоторых условий становления пород. В частности, отмечались следующие зависимости: 1) наиболее низкие содержания Ca характерны для более медленно кристаллизующихся оливинов (вследствие диффузии Ca из кристаллической решетки оливина), 2) значительные вариации Ca и Mn отмечаются в более богатых железом разностях оливинов, 3) намечается возможность использования содержания Ca в оливинах как контроль активности кремнезема и давления в эффузивных и гипабиссальных породах. Предполагается, что при падении давления активность кремнезема в магме будет уменьшаться относительно равновесных значений, а оливины будут иметь тенденцию к увеличению содержания Ca. Хотя отмеченные зависимости были получены для определенных серий пород и не могут рассматриваться как универсальные, однако некоторые из них наблюдаются в изученных объектах. Так, в ходе формирования трех рассмотренных групп щелочных серий от ранних более основных членов к заключительным более кислым, а следовательно, по мере падения активности кремнезема наблюдается изменение состава оливинов — возрастают содержания железистого компонента, а также в той или иной степени — содержания CaO и MnO. Эта наиболее общая тенденция изменения состава оливинов, как отмечалось в ряде публикаций (Ferguson, 1978), важна для понимания направленности процессов дифференциации.

А м ф и б о л ы в щелочных породах имеют неодинаковое распространение. В фоидолитах серии щелочных ультраосновных пород они практически отсутствуют, не характер-

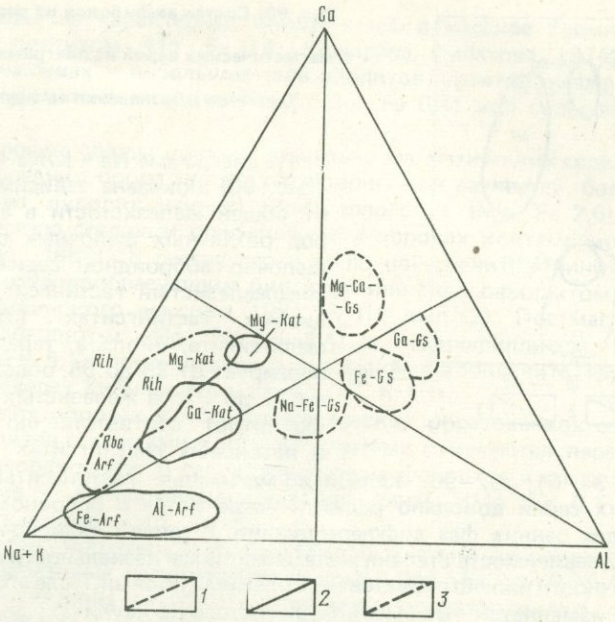


Рис. 89. Состав амфиболов из различных щелочных магматических серий на диаграмме Na + K — — Ca — Al

1—3 — серии пород: *1* — калиево-натриевых щелочных основных, *2* — калиево-натриевых щелочных средних, *3* — калиевые щелочные

ны они и для пород калиевого ряда. Отдельные находки известны в некоторых вулканических образованиях калиевых серий (лейцитовые фонолиты и др.), а также в породах, завершающих интрузивные фазы — щелочных сиенитах. В щелочных габброидах амфиболы встречаются почти во всех видах, но часто как вторичные образования по пироксену и только в фельдшпатоидных сиенитах они — второй по значению темноцветный минерал. Судя по взаимоотношению с пироксеном — главным цветным минералом щелочных пород — амфибол выделяется позднее, образуя реакционные каймы вокруг пироксена либо замещая его частично или полностью и только в нефелиновых сиенитах это самостоятельный первичный магматический минерал.

Преобладающей разностью амфиболов в щелочных породах является гастингсит, относящийся к группе моноклинных кальциевых амфиболов, представленный практически всеми существующими минеральными видами: гастингсит Am_{GS}; феррогастингсит $AM_{Fe\text{-}Gs}$; кальциево-железистый гастингсит Am_{Gs}; натриево-железистый гастингсит Am_{Gs} и реже магниевый гастингсит $Am_{Mg\text{-}Gs}$. Гастингсит может присутствовать в любом виде щелочных пород, но его состав меняется в зависимости от химизма породы.

Существуют типоморфные амфиболы, характерные лишь для определенных видов щелочных пород. Так, для щелочных габброидов типичны керсутит, гастингсит, а также баркевикит, близкий по составу к базальтической роговой обманке, но отличающийся от нее отношением Fe_2O_3 : FeO, которое всегда меньше единицы, и более высоким содержанием щелочей. Для нефелиновых сиенитов, особенно агпаитовых разностей, характерно присутствие кальциево-натриевых щелочных амфиболов — катафорита, арфведсонита и др., а для пород калиевой серии — амфиболов ряда рихтерита—рибекита—катафорита (эккерманит, магнофорит и др.).

Сопоставление амфиболов из пород разных щелочных серий проведено на трехкомпонентной диаграмме Na + K — Ca — Al (рис. 89). Из расположения полей распределения амфиболов видно, что амфиболы серий щелочных средних (сиенитоидных) пород относятся к ряду арфведсонит — катафорит, амфиболы щелочно-габброидных серий принадлежат преимущественно к гастингситу, состав которого меняется в зависимости от вида породы. Амфиболы калиевых щелочных пород представлены на треугольной диаграмме полем, объединяющим рихтерит, катафорит, рибекит.

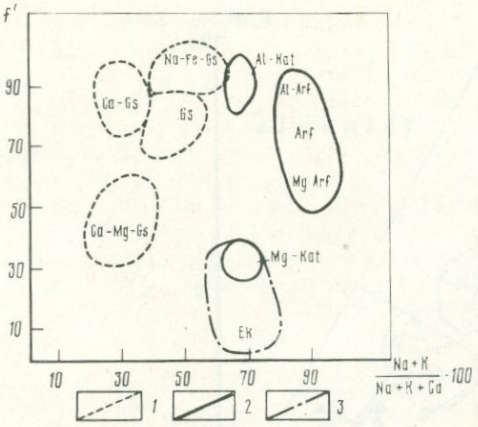


Рис. 90. Состав амфиболов из различных щелочных магматических серий на диаграмме $\frac{Na + K}{Na + K + Ca} - f'$

Условные обозначения те же, что на рис. 89

На диаграмме Na + K/Na + K + Ca — f (рис. 90) показана зависимость щелочности от общей железистости в амфиболах из пород различных щелочных серий. Для пород щелочно-габброидной серии характерен высокожелезистый гастингсит, причем в кальциевых гастингситах (из якупирангита, мельтейгита, ийолита, тералита) щелочность варьирует от 33 до 55, общая железистость — от 51 до 83; в железистых гастингситах (из фойяитов) соответственно 26–62; 71–96; в натриевых гистингситах (из уртитов, лейкотералитов) — 34–61; 92–96. Кальциево-магниевые гастингситы в породах щелочно-габброидных серий довольно редки и встречаются в основном в пироксенитах и габбро — породах ранних фаз дифференциации. В сериях калиево-натриевых щелочных средних пород зависимость степени железистости-магнезиальности амфиболов от величины их щелочности иллюстрируется несколькими полями. Поле арфведсонита (Arf), состав которого изменяется от высокожелезистого (в науяитах) до глиноземистого (в фойяитах и хибинитах) и магнезиального (в луявритах). Поля катафорита, верхнее из которых соответствует железистой его разновидности (в фойяитах и хибинитах), нижнее — магнезиальной, характерной для высококалиевых рисчорритов.

Поле амфиболов, характерных для калиевых серий, в том числе для таких пород, как лейцитовый фонолит, юмиллит, волжидит, располагается в нижней части диаграммы, отвечая эккерманиту — магнезиальной разности калийсодержащего амфибола.

Минералы группы слюд. Щелочные породы всех магматических серий содержат в своем составе слюды. Они редки лишь в высоконатриевых средних породах (какортокиты, луявриты, науяиты и др.), а также щелочных габброидах калиево-натриевой линии химизма.

Слюды представлены флогопитом, биотитом, сидерофиллитом, лепидомеланом. Разделение этих магнезиально-железистых слюд дано по М. Фостеру (Foster, 1960), исходя из соотношения октаэдрических катионов и относительного содержания среди них Mg (в %): 60–100 — флогопиты, 40–60 — магнезиальные биотиты, 30–40-магнезиально-железистые биотиты, 10–30 — железистые биотиты, 0–10 — лепидомеланы и сидерофиллиты. Согласно У. Диру и др. (1966), отношение атомных количеств $Mg : Fe \geqslant 2$ позволяет отделить флогопиты от остальных слюд. Для характеристики слюд щелочных пород привлечено 105 оригинальных и литературных химических анализов. Для сосоставления использованы анализы слюд кимберлитов (Dawson, Smith, 1975; Дир и др., 1966), а также слюды глубинных ксенолитов (Dawson, Smith, 1975; Flower, 1971).

В группе магматических серий калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород слюды редки. В серии оливинитов, мелилитолитов, ультраосновных фойдолитов с карбонатитами первичный флогопит, изредка биотит (Mg : Fe 7,5–1,3) встречаются лишь в ункомпагритах, мельтейгит–порфирах и ийолитах; постмагматические флогопиты (Mg : Fe 22,0–2,9) пользуются широким распространением, известны даже крупные залежи. В альноитах и мелилит-монтичеллитовых перидотитах Д. Велде (Velde, 1979) описал богатые барием флогопиты и установил разрывы в твердых растворах между флогопитом и тетраферрифлогопитом. Серия пироксенитов, ультраосновных фоидолитов, карбонатитов включает значительные по масштабам тела биотитовых нефелиновых сиенитов и сёрнеитов, для которых характерен магнезиально-железистый биотит (Mg : Fe 0,5). Повсеместно присутствуют постмагматические флогопиты (Mg : Fe 7,3–2,8), развивающиеся по пироксенитам и ийолитам, а также в карбонатитах всех этапов (Чернышева, Гармашова, 1966).

Для магматических серий калиево-натриевых щелочных основных пород породо-

образующие слюды не характерны. Вместе с тем в массиве Гремяха-Вырмес отмечаются ийолиты с биотитом (Mg : Fe 0,4; Козырева, Филатова, 1974), а в Сайжинском и Мухальском массивах — небольшие тела ийолитов, уртитов, нефелин-канкринитовых сиенитов с постмагматическим биотитом (Mg : Fe 0,4) или сидерофиллитом (Mg : Fe 0,1).

Породообразующие слюды широко развиты в магматических сериях калиево-натриевых щелочных средних пород, но не характерны для разностей, богатых натрием (серия фойяит, уртит, луяврит, науяит). Здесь флогопит (Mg : Fe 2,6) появляется лишь в постмагматическую стадию и присутствует в породах контаминированных ксенолитов (Власов и др., 1959). В состав серии щелочной сиенит, хибинит входят рисчорриты и фойяиты с породообразующим биотитом или сидерофиллитом (Mg : Fe 1,5—0,4) (Минералогия Хибинского массива, 1981, т. III, вып. 2). Постмагматические слюды представлены флогопитом (Mg : Fe 2,6—2,4) и сидерофиллитом. Высокомагниевый флогопит (Mg : Fe 5,1) присутствует в щелочном пироксените трубки взрыва, расположенной в пределах Хибинского массива.

В магматических породах и послемагматических образованиях серии эгирин-геденбергитовых фойяитов с ювитами и ийолит-уртитами отмечаются переменные количества биотита и сидерофиллита. В серии эгириновых фойяитов и ийолитов слюды только постмагматические — лепидомеланы, сидерофиллиты (Mg : Fe 0,1—0,05) и биотиты (Mg : Fe 0,6) (Свешникова и др., 1976).

В серии сиенитов, нордмаркитов, нефелиновых сиенитов широко развиты сидерофиллитовые и биотитовые нефелиновые сиениты (Mg : Fe 0,1—0,3; Афанасьев, Браун, 1977). Постмагматические слюды представлены сидерофиллитом. Серия миаскитов и сиенитов также имеет в составе породообразующие слюды — в основном железистые биотиты, реже сидерофиллиты (Mg : Fe 0,8—0,2; Левин, 1974).

Для калиевых щелочных магматических серий слюды являются типоморфными минералами. Для калиевых ультраосновных пород характерен высокомагнезиальный флогопит (Mg : Fe 15,2—6,2; Carmichael et al., 1974). В калиевых основных породах первичные слюды представлены флогопитом и магнезиальными биотитами (Mg : Fe 9,3—0,9). Для этой серии весьма характерен постмагматический процесс — ослюденение, часто с образованием залежей флогопита (Mg : Fe 7,2) или биотита (Mg : Fe 1,0) (табл. 61; Меликсетян, 1971). Серия высококалиевых псевдолейцитовых, эпилейцитовых сиенитов и сынныритов отличается развитием в них магнезиально-железистого или железистого биотита (Mg : Fe 1,9—0,8), а также сидерофиллита (Mg : Fe 0,1—0,003) (Тихоненкова и др., 1971; Яшина — см. гл. 2).

Химизм слюд щелочных пород отражен на двух треугольных диаграммах с соотношением Mg : (Fe^{3+} + Ti) : (Fe^{2+} + Mn) (рис. 91) и соотношением Mg : Al : Fe+Mn (рис. 92). На этих диаграммах слюды разделены на две группы: магматического и автометасоматического этапов и постмагматических этапов.

Разнообразие состава слюд нашло свое отражение на обеих диаграммах. На рис. 91 видно, что точки состава слюд образуют пояс от угла "Mg" к основанию треугольника с явным перевесом роли Fe^{2+} над Fe^{3+}. В поле высокомагнезиальных слюд (40% анализов) находятся все слюды калиевых гипербазитов и большинство слюд калиевых щелочных основных пород; сюда же попадают слюды кимберлитов и глубинных ксенолитов; в том же поле сосредоточены почти все постмагматические слюды серий щелочных ультраосновных пород с карбонатитами. Поле магнезиальных и магнезиально-железистых биотитов (22% анализов) занимают слюды калиевых щелочных основных пород и некоторые слюды калиево-натриевых щелочных средних пород. Железистые биотиты и лепидомелан-сидерофиллиты образуют поле развития слюд калиево-натриевых щелочных средних и основных пород, а также высококалиевых средних пород.

Другая диаграмма (см. рис. 92) отражает роль глинозема в составе слюд щелочных пород. Главная масса слюд, весьма различающихся по железистости — магнезиальности, имеет довольно постоянное формульное значение Al порядка 20—40%. Лишь для некоторых слюд высококалиевых щелочных пород (сынныритов, псевдолецитовых сиенитов) это значение аномально (50% и более).

На обеих диаграммах хорошо видно, что слюды дифференцированных серий, например калиевых щелочных пород, образуют эволюционные ряды от высокомагнезиальных до высокожелезистых членов. Выше в описаниях магматических серий ще-

Таблица 61. Магнезиальность и микропримеси в слюдах щелочных пород (Ti и Mn в ат.%, микропримеси — в г/т)

Щелочные магматические серии	Породы серий	Mg/Fe	Ti	Mn	Cr
Калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород	Оливинит, мелилитолит, фойдолит, карбонатит	1,3–7,5 2,9–22,0	1,1–3,9 0,1–1,6	0,1–0,2 0,01–0,1	1910 200
	Пироксенит, фойдолит, фельдшпатоидный и щелочной сиениты, карбонатит	0,5 2,8–7,3	1,7 0,4–0,6	0,6 0,1–0,2	–
Калиево-натриевых щелочных основных пород	Габбро, тералит, уртит, фойяит	0,4 0,1–0,4	1,2 1,2–1,8	0,5 0,1–0,5	20 80
Калиево-натриевых щелочных средних пород	Миаскит, щелочной сиенит	0,2–0,8 –	0,8–2,8 –	0,4–2,7 –	–
	Нефелиновые и щелочные сиениты	0,01–0,1 –	1,2–2,0 –	0,2–1,5 –	–
	Эгирин-геденбергитовый фойяит, ювит	0,03–0,4 0,04–0,9	1,2–2,9 2,0–4,5	0,2–1,7 0,1–0,2	–
	Хибинит, фойяит, рисчоррит	0,4–2,6 2,4	2,0–3,9 3,9	0,3–1,8 0,2	–
	Эгириновый фойяит, ийолит	– 0,05–0,6	– 1,2–1,5	– 0,5–1,8	– 100
Калиевых щелочных пород	Лейцититы	6,2–15,2 –	1,2–5,4 –	0,02–0,04 –	480–5400 –
	Перидотит, шонкинит, эпилейцитовый сиенит	0,8–9,3 1,0–7,2	0,4–3,2 0,4–2,4	0,1–0,2 0,05–1,0	50–850 150–600
	Эпилейцитовый сиенит, сыннырит	0,03–1,9 –	0,7–3,4 –	0,1–0,6 –	–
Среднее в слюдах щелочных пород (Ефимов и др., 1973)		–	1,65	0,67	–
Слюды кимберлитов		3,6–11,0 0,9	0,6–2,7 1,9	0,01 0,01	2000–7500 950–7500
Слюды глубинных ксенолитов		3,1–18,6 –	0,3–3,7 –	0,01–0,6 –	950–4870 –

Примечание. В числителе — в магматических и автометасоматических слюдах, в знаменателе — в слюдах постмагматического этапа.

лочных пород указывалось на корреляцию магнезиальности — железистости минералов и вмещающих их пород. Это ярко видно и на примерах слюд калиевых ультраосновных щелочных пород, обогащенных магнием, а также слюд фельдшпатоидных сиенитов, обогащенных железом. Сравнение железистости слюд и пироксенов одного парагенезиса также выявило их четкую корреляцию.

Привлечение анализов слюд кимберлитов и глубинных ксенолитов гипербазитов показало, что они по составу очень близки слюдам калиевых ультраосновных пород, а также слюдам ункомпагритов и мельтейгит-порфиров калиево-натриевой щелочной ультраосновной серии, щелочных пироксенитов из трубки взрыва Хибинского массива. Интересно провести это сопоставление и в отношении микропримесей таких элемент, как Ti, Mn, Cr, Ni, Co, V, Sr, Ba, Li, Rb, Cs (см. табл. 61). Данные по содержанию микроэлементов в слюдах очень неравноценны и явно недостаточны для многих магматических серий, поэтому выводы имеют предварительный характер.

Титанистость слюд не находится в прямой зависимости от их магнезиальности. Все слюды щелочных пород содержат 1–3 ат.% Ti, наиболее титанистые слюды характерны для калиевых гипербазитов. По-видимому, не зависит от магнезиальности слюд и рас-

Ni	Co	V	Sr	Ba	Li	Rb	Cs
– 1400–1700	–	–	–	– 350–7920	60 5–18	350 190–440	4 1
–	–	–	–	–	–	–	–
100 80–100	100 100	50–100 30	300 300	1000 700	2 140	50 60	– 20
–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	20 –	–	30 –	500–2500 –	980–1090 –	9–56 –
20–60 –	25–50 –	–	40–2100 –	1070–3700 2900	10–550 50–1500	100–700 160–380	1–37 50–75
–	–	–	– 330	– 4890	180–580 280	580–1400 190–290	1–53 1
– 50	– 30	– 50	– 500	– 90–2300	– 180–2000	– 3200–5500	– 190–370
1000–2300 –	–	–	–	3100–1420 –	–	–	–
7–360 20–150	40–110 20–600	35–460 50–250	85–180 25–850	2500–7800 190–7000	6–100 9–1450	250–540 240–850	2–24 3–150
–	–	–	–	16000 –	–	–	–
–	–	190	600	1100	1110	1200	–
870 0	–	–	–	–	–	–	–
940–2370 –	–	–	170 –	3620 –	–	300 –	–

пределение в них марганца. Отметим, что наиболее низкие содержания марганца в слюдах калиевых щелочных пород и кимберлитов, а повышенные (1 ат.% и более) встречаются в слюдах щелочных средних пород. Обнаружена корреляция между Al и Ba + Ti (Velde, 1979).

Хром, никель и кобальт — элементы, заметно накапливающиеся в слюдах калиевых гипербазитов, кимберлитов и глубинных ксенолитов гипербазитов; это отмечается также в слюдах оливинового мельтейгит-порфира и некоторых постмагматических флогопитах серии калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород, в слюдах щелочных гипербазитов и базитов калиевого ряда. Повышенные количества стронция отмечены в некоторых слюдах серии эгирин-геденбергитовых фойяитов с ювитами, а также серии калиевых основных пород. Барий весьма характерен для слюд всех калиевых щелочных пород, иногда отмечается также в слюдах других щелочных серий. Редкие щелочи обычно присутствуют в слюдах щелочных средних пород калиево-натриевой линии химизма.

Подводя некоторые итоги, можно сказать, что указанные микроэлементы в определенной мере могут служить типохимическими признаками слюд разных генераций.

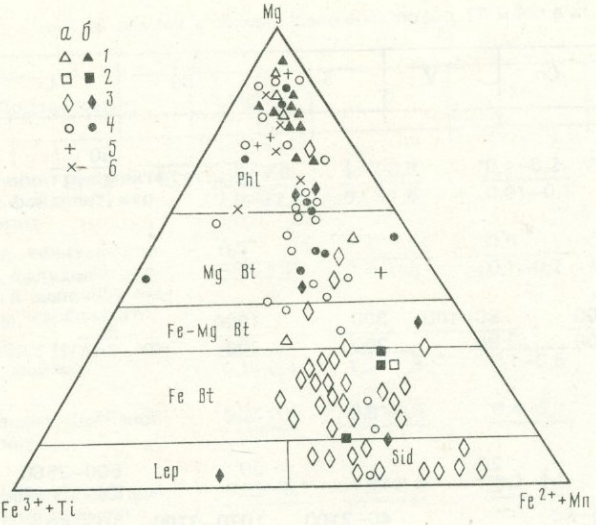


Рис. 91. Соотношение октаэдрических катионов в составе слюд

а — слюды магматического и автометасоматического этапов, *б* — слюды послемагматического этапов; *1—4* — из серий пород: *1* — калиево-натриевых щелочных ультраосновных, *2* — калиево-натриевых щелочных основных, *3* — калиево-натриевых щелочных средних, *4* — калиевых щелочных, *5* — из кимберлитов, *6* — из глубинных ксенолитов

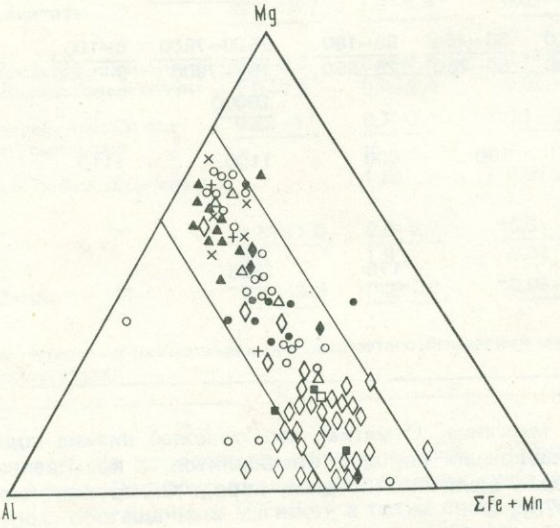


Рис. 92. Соотношения Mg — Al — ΣFe + Mn в составе слюд

Условные обозначения те же, что и на рис. 91

Сопоставление слюд магматического и автометасоматического этапов с оторванными от них во времени постмагматическими слюдами показало значительную близость их химизма. Слюды, связанные с наложенными на магматические породы процессами, находятся в зависимости как от состава магматических щелочных пород, так и от химизма самого наложенного процесса. Примером этому могут служить постмагматические флогопиты серии калиево-натриевых щелочных и ультраосновных пород, состав которых заметно варьирует в зависимости от состава замещаемых пород. Это же явление характерно для флогопитов процесса карбонатизации пород серии пи-

роксенитов, фойдолитов и сиенитов. В условиях нарастания щелочности поздних этапов карбонатизации происходит вытеснение из четверной координации алюминия окисным железом и титаном с образованием особого виды слюды — тетраферрифлогопита.

Апатит — типоморфный акцессорный минерал щелочных пород всех магматических серий. В некоторых случаях он приобретает значение второстепенного и даже породообразующего минерала. Для апатита характерен широкий диапазон условий образования: от ранних включений в магматических минералах — оливине, пикросене и других (T более 1200°С), через высокотемпературные и среднетемпературные метасоматические парагенезисы (T 400–300° С) до низкотемпературных гидротермальных (кварц-кальцитовые жилы) и даже экзогенных образований. Намечаются общие для щелочных серий следующие генерации апатита: раннемагматическая, позднемагматическая, наложенные метасоматические и контактово-метасоматические. Характерны тесные парагенетические связи с Fe-Ti окисными (магнетит, титаномагнетит) и темноцветными минералами. Повышенные и значительные концентрации апатита известны в богатых нефелином породах (ийолит, уртит).

Типоморфизм апатита различных генераций определяется формами его выделения, парагенезисом с другими минералами, особенностями его химизма, как показано З.В. Васильевой (Апатиты, 1968 и др.), и в обобщенном виде представлено в табл. 62. В группе серий калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород с карбонатитами апатит развит весьма широко. Помимо акцессорного магматического, он участвует в составе метасоматических апатит-форстерит-магнетитовых пород, а также в карбонатитах всех этапов. Локальные мономинеральные скопления апатита характерны для флогопитовых (диопсид-флогопитовых) и апатит-амфиболовых залежей. Апатит имеет достаточно близкий состав во всех его генерациях как в магматической, так и разнотемпературных метасоматических. Это — фторапатит со сравнительно низким содержанием фтора; З.В. Васильева (1979) определила в нем наличие второй фосфатной фазы — тетракальциевого фосфата. Заметно повышенное содержание воды, но она частично может быть и низкотемпературной — поровой. Апатит пород этой группы серий имеет невысокие содержания Sr и TR, несколько увеличивающиеся в апатите пегматитов и карбонатитов. Апатит в серии пироксенитов, ийолитов с карбонатитами также относится к фторапатиту с высоким содержанием фтора и низкими — H_2O, SO_3 и Cl; роль микропримесей и TR значительны.

Фторапатит серии эгириновых фойяитов с ийолитами отличается высоким содержанием TR, примесь SrO до 1%.

В группе серий калиево-натриевых щелочных основных пород апатит повсеместно присутствует в качестве акцессорного минерала, при этом в габбро и эссекситах встречаются мелкие апатит-титаномагнетитовые обособления. В рудных габбро массива Гремяха-Вырмес апатит образует густую вкрапленность. Метасоматический апатит в скарнированных ийолитах и уртитах некоторых массивов Кузнецкого Алатау. Микроклинизация субщелочных габброидов ведет к обогащению их метасоматическим апатитом. В этой группе щелочных серий минерал представлен фторапатитом со средним содержанием F, повышенным — Cl и H_2O. По расчетам З.В. Васильевой, в апатите присутствует тетракальциевый фосфат. Характерные микропримеси в апатите Mn, Sr и TR присутствуют в низких концентрациях.

В сериях щелочных средних пород, включающих агпаитовые нефелиновые сиениты (Ловозеро, Хибины), апатит присутствует повсеместно, заметно концентрируясь в богатых нефелином ийолитах и уртитах. Здесь известны и самостоятельные залежи апатит-нефелиновых пород (Хибинские месторождения), представленных в основном магматическими проявлениями. В них имеются участки перекристаллизации и метасоматических преобразований. Метасоматический апатит распространен в апатизированных рисчорритах и ювитах, в более поздних эгирин-альбитовых жилах. По составу это фторапатит с высоким содержанием Sr и TR; в апатите из альбитизированных пегматитов встречается от 11,8 до 23,6% SrO. Для минерала этой серии характерно почти полное отсутствие Cl, CO_2 и SO_3, мало воды.

Помимо широко распространенного акцессорного апатита, в серии пород, включающей эгирин-геденбергитовый фойяит, ювит, ийолит-уртит, известны небольшие концентрации апатита в кальцифирах и нефелин-кальцитовых породах. Минерал представлен гидроксилапатитом с низкими содержаниями характерных микропримесей.

Таблица 62. Характеристика апатита щелочных магматических серий

Щелочные магматические серии	Породы	Генерации апатита	Парагенезисы с апатитом	В апатите (в вес.%)	
				MnO	SrO
Оливинит, мелилитолит, ультраосновной фоидолит с карбонатитами	Альнеиты, нефелиниты	Магматический акцессорный	Перовскит, титаномагнетит		
	Оливиниты	То же	Бадделеит, перовскит		
	Пироксениты	"	Титаномагнетит, перовскит	0,04	0,24–0,66
	Мельтейгит-ийолиты	"	Титанит, титаномагнетит, меланит	0,02	0,60
	Пегматиты	Пегматитовый	Титаномагнетит, шорломит	0,07	0,50–1,62
	Апатит-форстерит-магнетитовые	Метасоматический	Магнетит, шпинель	0,02–0,05	0,30–0,60
	Карбонатиты	Метасоматические нескольких этапов	Бадделеит, пирротин, кальцит, магнетит, циркон и др.	0,03	0,12–0,50
	Диопсид-флогопитовые	Метасоматические локальные тела	Кальцит, бадделеит	—	0,2–0,7
Пироксенитов, ийолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов с карбонатитами	Пироксениты	Магматический	Титаномагнетит, ильменит, перовскит		
	Ийолиты	"	То же		
	Нефелиновые и канкринитовые сиениты	"	Титанит, магнетит, циркон, эвдиалит, ловенит		
	Апатит-титанитовые	То же	Титанит	Сл. –0,01	4,52–8,44
	Пегматиты	Пегматитовый	Эгирин, ловчоррит, эвдиалит, титанит, энигматит и др.	Сл.–0,24	3,58–14,33
	Апатитизированные рисчорриты и ювиты	Метасоматический	Титанит	Сл.–0,02	3,28–7,78
	Эгирин-альбитовые	"	Альбит, натролит, астрофиллит, ильменит, флюорит, пирохлор	Сл.	0,10–23,65
Эгирин-геденбергитовый фойяит, ювит, ийолит-уртит	Ийолиты, ювиты, фойяиты	Магматический акцессорный	Титанит, титаномагнетит		
	Пегматиты	Акцессорный	Титанит, циркон, магнетит		
	Кальцифиры	Метасоматический (Баянкольский, Дахунурский)	Кальцит, титанит, титаномагнетит	Сл.	—
	Нефелин-кальцитовые	Метасоматический (Харлинский)	Нефелин, кальцит	0,05	—

В апатите (в вес.%)						
BaO	TR_2O_3	F	Cl	H_2O	CO_2	SO_3
–	0,44–1,37	0,90–2,30	0,03–0,08	0,32–0,79	1,20	0,13
–	1,51	1,92	–	0,30	–	–
–	0,55–1,67	0,40–2,02	0,07–0,18	0,36–1,10	–	–
0,02	0,29	1,76	0,06	0,02–0,24	0,56	Сл.
–	0,29–1,46	0,90–2,02	0,08–0,10	0,04–0,62	–	–
–	0,2–0,6	1,70	–	1,08	–	–
–	1,16–1,23	2,90–3,49	–	0,27–0,68	–	–
–	0,80–2,38	2,61–3,15	–	0,20–0,41	0,05–0,13	–
–	1,15–2,44	3,12–3,35	–	0,24–0,46	0,06–0,11	–
–	0,52–4,85	2,84–3,27	–	0,20–0,58	0,02–0,20	–
–	–	2,59–2,88	0,06–0,20	0,60–0,69	–	0,01–0,03
–	0,09–0,49	2,86–3,07	–	0,37–0,42	0,18–0,27	–

Таблица 62 (окончание)

Щелочные магматические серии	Породы	Генерации апатита	Парагенезисы с апатитом	В апатите (в вес. %)	
				MnO	SrO
Эгириновый фойяит, полевошпатовый ийолит	Ийолиты и эндоконтактные фойяиты	Магматический, автометасоматический	Ловенит, флюорит, титанит	—	—
	Пегматиты	Метасоматический (альбитизация)	Флюорит, эвдиалит	—	0,1—1,0
	Карбонатиты	Метасоматический нескольких этапов	Магнетит, пирротин, пирохлор, флюорит, пирит и др.	0,07	0,69—1,28
Калиево-натриевых щелочных основных пород	Апатит-амфиболовые	Метасоматический (Енисейский кряж)	Титанит, металопарит	—	—
	Габбро, эссекситы, тералиты, тешениты, ийолит-уртиты	Магматический акцессорный (во всех породах)	Титанит, ильменит, титаномагнетит	0,02—0,05	0,2—0,8
		Магматический: линзы, гнезда (во всех породах)	Титаномагнетит	—	—
		Метасоматический в габбро (Гремяха-Вырмес)	Титаномагнетит	0,06	0,09
Фойяит, уртит, луяврит, науяит	Апатитовые уртиты (Ловозеро)	Магматический	Эвдиалит, ломоносовит, лопарит и др.	0,01	2,31—4,55
	Ювиты (Ловозеро)	"	То же	0,04	5,90
Щелочной сиенит, хибинит, фойяит, рисчоррит, ийолит, уртит	Ийолиты	"	Титанит, титаномагнетит	0,01	8,10
	Рисчорриты	"	Титанит, лампрофиллит, эвдиалит, астрофиллит и др.	0,01—0,02	5,32—5,54
	Фойяиты	"	Титанит, эвдиалит, содалит	0,01	4,20
	Апатит-нефелиновые (руды)	"	Нефелин, титанит, титаномагнетит	Сл.—0,03	2,02—5,39

Апатит редок в серии эгириновых фойяитов с полевошпатовыми ийолитами; он появляется лишь в постмагматическую стадию микроклинизации и альбитизации, преимущественно в пегматитах. В его составе отмечаются повышенные содержания TR (до 9 вес.% TR_2O_3, см. табл. 62).

В серии миаскитов и щелочных сиенитов Е.М. Еськовой и др. (1964) выделяется ряд парагенезисов минералов с апатитом. Кроме акцессорного апатита (с магнетитом и цирконом), имеется апатит автометасоматической стадии; в интерстициях миаскитов апатит присутствует вместе с кальцитом и альбитом. Постмагматический апатит появляется в связи с альбитизацией и карбонатизацией. Небольшие скопления апатита известны в зонах перекристаллизации экзоконтактных фенитов. Апатит миа-

В апатите (в вес. %)						
BaO	TR_2O_3	F	Cl	H_2O	CO_2	SO_2
–	1,62	–	–	–	–	–
–	1,56–9,42	–	–	–	–	–
–	0,59–1,53	2,46–3,14	–	0,15–0,55	0,07–2,88	Нет
–	0,07	2,80	–	0,46	–	1,45
0,005–0,05	0,14–0,28	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–
–	–	2,23	0,55	0,75	–	–
–	–	1,70–3,33	–	0,52–1,27		–
–	–	3,24	–	0,20	0,29	–
–	1,35	3,14	Сл.	0,39	–	–
–	2,25–2,44	3,21–3,35	–	0,24–0,46	–	–
–	2,80	3,20	–	–	–	–
–	0,87–1,46	2,79–3,59	0,02–3,03	0,29–0,70	Сл.–0,11	–

скитов и щелочных сиенитов — это фторапатит с высоким содержанием фтора, примеси гидроксилапатита почти нет. Он отличается стабильно высоким содержанием TR и низким — Sr; незначительное накопление известно лишь в апатите пегматитов. Заметны примеси Mn, что характерно для апатита только этой серии.

В щелочных сериях калиевых ультраосновных, основных и средних пород апатит распространен очень широко. Повышенные концентрации его отмечаются в метасоматических образованиях (слюдитах, мономинеральных апатитовых залежах). Апатит калиевых щелочных основных пород — фторапатит, имеющий небольшую примесь тетракальциевого фосфата. В некоторых апатитах обнаружены заметные количества Cl (до 0,48 вес.%) и SO_3 (до 1,00 вес.%), что, по-видимому, обусловлено метасома-

тическими преобразованиями первичного апатита. Минерал этой группы серий характеризуется умеренными содержаниями Sr и TR, однако последние накапливаются в апатите пегматитов и слюдяных метасоматитах, где появляются Sr-апатиты, содержащие 24—46% SrO. Весьма показательно присутствие BaO (до 2,7%) и H_2O (до 0,60%). В породах серии, включающей псевдолейцитовые, кальсилитовые, нефелин-биотитовые и щелочные сиениты, содержится фторапатит с низким содержанием воды, значительно обогащенный TR и Sr.

Заключая общую характеристику апатита щелочных пород, отметим, что этот широко распространенный минерал представлен в большинстве щелочных серий фторапатитом, заметно обогащенным стронцием и редкоземельными элементами (преимущественно цериевая группа с преобладанием церия) по сравнению с тем же минералом в породах нормального ряда. В некоторых апатитах щелочных серий, как и в апатитах кимберлитов, присутствуют реликты вростков тетракальциевого фосфата — минерала, образующегося в расплаве в высокотемпературных условиях. В процессе изменения апатита в его составе увеличивается содержание воды, а также хлора и серы.

Минералы окислов железа и титана. В щелочных породах Fe-Ti окисные минералы встречаются главным образом в виде акцессорной примеси, хотя в меланократовых разностях щелочных ультраосновных и основных пород (мелилитолиты, мельтейгиты, ийолиты и др.) их содержание возрастает до 15—20 об.%. Выполненные в последние годы исследования Fe-Ti окисных минералов из различных по составу пород выявили детали их микронеоднородного строения, типоморфные особенности фазового и химического состава (Богатиков и др., 1971; Чернышева, 1976; Кононова и др., 1979). В качестве иллюстрации остановимся на типоморфных особенностях Fe-Ti окисных минералов из ийолитов и мельтейгитов различных щелочных серий.

Титаномагнетит без видимых структур распада установлен только в приповерхностных образованиях типа оливинового мельтейгит-порфира и ийолит-порфира щелочных ультраосновных массивов Маймеча-Котуйской провинции (см. гл. 2).

Среди исследованных Fe-Ti окисных минералов с микронеоднородным строением по составу и формам выделений минеральных фаз четко различаются две группы, каждая из которых характерна для определенных щелочных серий (табл. 63).

Парагенезис магнетит + ульвёшпинель в виде тонких структур распада, различимых только при 6000-кратном увеличении, характерен для ийолитов и мельтейгитов из щелочных ультраосновных серий. В этих образцах фиксируются и выделения ильменита, которые, как правило, замещают парагенезис магнетит + ульвёшпинель. Подобные структуры распада Fe-Ti окисных минералов отмечались и для ийолитов, уртитов, ювитов Хибинского массива, хотя значительно чаще диагносцируется только ильменит.

Парагенезис магнетит + ильменит с хорошо индивидуализированными крупными фазами, заметными при обычных оптических исследованиях, для расшифровки которых достаточны увеличения порядка 3000 раз, характерен для ийолит-порфиров, ассоциирующих со щелочными габброидами (Кия-Шалтырский массив), и малиньитов из массивов эгирин-геденбергитовых нефелиновых сиенитов, ювитов, уртитов (Баянкольский массив). Отмечаются мелкие шарообразные выделения шпинели типа герцинита. Fe-Ti окисные минералы Кия-Шалтырского и Баянкольского массивов характеризуются и специфическими особенностями состава: падением содержаний элементов-примесей (никель, ванадий, марганец) по сравнению с образцами из ийолитов и мельтейгитов карбонатитовых массивов.

Состав Fe-Ti окисных минералов несет определенную информацию об условиях формирования щелочных пород. Парагенезис с ульвёшпинелью, характерный для ийолитов, образовавшихся на платформах, возник, возможно, в условиях низкой летучести кислорода, хотя к завершению их формирования парциальное давление кислорода возрастало, с чем связано появление более позднего ильменита. В щелочных породах двух других серий, типичных для складчато-глыбовых областей, отмечались выделения шпинели типа герцинита, сохранившиеся в грубых структурах распада магнетит+ильменит. По-видимому, тенденция нарастания активности кислорода к конечным стадиям выделения Fe-Ti окисных минералов характерна для всех щелочных серий.

Г р а н а т ы в породах рассматриваемых щелочных серий довольно обычны как акцессорная примесь, хотя и не являются такими сквозными ведущими минералами,

Таблица 63. Сопоставление химического (в вес.%) и количественно-минерального (в мол.%) составов Fe-Ti окисных минералов из ийолитов и малиньитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	0,57	0,33	0,96	–	–	–	–	–	5,20
TiO_2	7,82	3,81	3,18	0,26	51,5	20,6	0,7	51,5	15,72
Al_2O_3	0,82	1,52	0,75	0,07	–	1,5	0,5	–	1,42
Fe_2O_3	53,11	61,31	53,03	–	–	–	–	–	37,10
FeO	34,59	30,76	41,57	–	44,3	–	–	46,4	32,88
Fe_3O_4	–	–	–	98,9	–	76,4	97,6	–	–
MnO	1,03	0,68	0,11	–	2,9	1,1	0,3	1,0	1,75
MgO	0,67	0,72	0,17	–	–	–	–	1,2	0,57
CaO	0,62	0,36	Сл.	–	–	–	–	–	3,51
V_2O_5	0,69	0,13	0,020	–	–	–	–	–	0,32
Cr_2O_3	0,03	0,09	< 0,002	–	–	1,3	–	–	–
NiO	0,008	0,057	< 0,001	–	–	–	0,006	–	–
CoO	0,011	0,019	< 0,003	0,01	–	–	0,03	–	–
Сумма	100,39*	100,16*	100,11*	99,24	98,7	100,9	99,13	100,1	99,92*
Магнетит	76	92	92	100	–	61	100	–	Не опр.
Ульвёшпинель	24	2	–	–	–	–	–	–	"
Ильменит	–	6	8	–	100	39	–	100	"

*В сумму анализов входят примеси: ан. 1 — Na_2O = 0,17, K_2O = 0,13, H_2O = 0,12%; ан. 2 — Na_2O = 0,17, K_2O = 0,12, H_2O = 0,08; ан. 3 — H_2O^- = 0,06, H_2O^+ = 0,24, CO_2 = 0,02; ан. 9 — P_2O_5 = 0,66, H_2O^+ = 0,56, H_2O^- = 0,22. Ан. 1 и 2 — из ийолитов Ковдорского массива (серия щелочных ультраосновных пород); ан. 3–5 — из малиньитов Баянкольского массива (серия щелочных средних пород); ан. 6–8 — из ийолит-порфира Кия-Шалтырского массива (серия щелочных основных пород); ан. 9 — из ийолита Хибинского массива (по Костылевой-Лабунцовой и др., 1978).

Ан. 1–3 — выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, ан. 4–8 — в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Таблица 64. Химический состав граната из пород различных щелочных серий (в вес. %)

Окислы	I(13)		II(20)		III(2)		IV(7)	
	от	до	от	до	от	до	от	до
SiO_2	27,10	33,40	32,67	39,19	35,55	37,40	32,43	37,44
TiO_2	5,84	15,76	0,71	3,34	1,27	9,97	1,16	6,01
Al_2O_3	0,55	6,47	3,85	11,66	3,26	15,29	0,86	22,00
Fe_2O_3	16,73	25,23	11,53	22,21	13,64	14,86	5,12	24,72
FeO	1,09	4,26	1,10	5,69	0,0	7,21	3,10	3,44
MnO	0,18	0,43	0,42	1,34	0,0	0,35	0,45	2,24
MgO	Сл.	2,07	0,0	0,95	0,50	1,03	0,0	1,66
CaO	27,59	34,30	29,63	33,38	27,04	31,55	28,05	34,68
Na_2O	0,0	0,24	0,13	0,76	0,0	0,33	0,08	1,74
K_2O	0,0	0,38	0,0	0,32	0,0	0,02	0,0	0,24

I — щелочная ультраосновная с карбонатитами (по Кухаренко, Орловой, Булах и др., 1965); II — щелочная основная (по Андреевой, 1968; Шаракшинову, 1975 и др.); III — эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитов, ийолитов, уртитов (по Кононовой, 1971); IV — калиевых щелочных пород (по Еремееву, 1982; Костюку, 1974 и др.). В скобках — число анализов.

как апатит и титаномагнетит. Неравномерно их распространение в различных сериях, внутри самих серий и в отдельных их членах. В породах щелочных серий (табл. 64) распространены только кальциевые гранаты, относящиеся к ряду гроссуляр—андрадит—меланит—шерломит.

Высокотитанистые гранаты (меланит и шерломит) наиболее характерны для пород щелочной ультраосновной серии, где они являются почти постоянной составной главной или второстепенной частью таких пород, как щелочные пегматиты, ийолиты, мельтейгиты, турьяиты, карбонатиты и др. Меланит и шерломит встречаются либо в виде правильно образованных кристаллов, идиоморфных по отношению к нефелину и полевому шпату и содержащих обильные вростки пироксена и апатита, либо в виде ксеноморфных выделений и пойкилокристаллов, включающих реликты пироксена, титаномагнетита, нефелина, титанита.

Гроссуляр и андрадит распространены в породах щелочной ультраосновной серии в меньшей степени. Они частично выделяются в поздне- и постмагматическую стадию формирования щелочных пород данной серии и замещают титаномагнетит, пироксен, нефелин, образуя зернистые скопления совместно с другими продуктами замещения (везувиан, флогопит, кальцит и др.).

В щелочных основных сериях гранат присутствует довольно часто и почти во всех породах серий (субщелочной пироксенит, субщелочное габбро, тералит, мельтейгит, ийолит, уртит, фойяит). Главной разновидностью граната в породах данной серии является андрадит (см. табл. 64), реже меланит и гроссуляр. Меланит встречен лишь в ийолитах Сайженского массива (Витимское нагорье) и в фойяит-пегматите горы Дедовой (Кузнецкий Алатау), где он образует идиоморфные кристаллы, выделяясь почти одновременно с пироксеном еще в магматическую стадию. По меланиту иногда развиваются гроссуляр и андрадит. Андрадит в породах щелочной основной серии — один из типичных постоянно присутствующих акцессорных минералов. Его количество иногда настолько велико (до 20%), что он по праву считается наряду с пироксеном, амфиболом и нефелином породообразующим минералом. Более того, в некоторых породах (плагиоклазиты, уртиты, ийолиты) он по существу является единственным цветным минералом, заполняя промежутки между идиоморфными зернами плагиоклаза и нефелина.

Гранаты — андрадит и гроссуляр — одинаково характерны и могут присутствовать в значительных количествах в субщелочных основных породах ранних этапов магматического процесса (субщелочной пироксенит, субщелочное габбро), в щелочных нефелин-пироксеновых породах (мельтейгит, ийолит, уртит), а также в нефелин-полевошпатовых породах (тералит, фойяит). Андрадит накапливается в контактово-реакционных образованиях — скарнированных щелочных породах и скарнах, возникающих на границе известняков и интрузивных основных и щелочных пород.

Взаимоотношение граната с другими породообразующими минералами свидетельствует о наличии двух четко различающихся по характеру выделения, а также и по составу генераций — магматической, кристаллизовавшейся из расплава вслед за пироксеном, нефелином или плагиоклазом (преимущественно андрадит) и постмагматической, где гранат выделяется либо как реакционный минерал, либо в составе мелкозернистого агрегата, сложенного более поздними вторичными образованиями (микроклин, канкринит, кальцит, титанит и др.), замещающими пироксен, амфибол или другие породообразующие минералы (преимущественно гроссуляр).

В породах серии эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитов, ийолитов, уртитов известны гранаты в Чикском массиве (Тува). Они представлены там шерломитом (шерломитовый ийолит) и андрадит-гроссуляром в измененном ийолите (см. табл. 64). Гранаты здесь рассматриваются как метасоматические образования, возникшие при воздействии постмагматических растворов на первично-магматические породы уртит-ийолитовых массивов.

Гранат в калиевых щелочных породах — также постоянная акцессорная примесь. Он встречается в псевдолейцитовых и нефелин-псевдолейцитовых сиенитах, щелочных сиенитах, шонкинитах, в тингуаитах, бороланитах, сыннырите и др.

В калиевых щелочных породах гранат представлен преимущественно титанистыми разновидностями: меланитом (см. табл. 64), реже шерломитом, встречаются также андрадит и гроссуляр.

Гранаты, как правило, выполняют промежутки между кристаллами нефелина, псевдолейцита и ортоклаза. Широким распространением пользуется гранат и в калиевых щелочных породах Сыннырского массива, где он иногда выполняет роль породообразующего минерала и представлен меланитом и шерломитом, очень редко альмандином, образующими ксеноморфные выделения в породах.

Характерной чертой химизма кальциевых гранатов, особенно титанистых их разновидностей, является присутствие редкоземельных элементов, среди которых всегда цериевые земли резко преобладают над иттриевыми. Почти постоянно в химизме ряда кальциевых гранатов гроссуляр—андрадит—меланит—шерломит всех серий щелочных пород присутствуют щелочи — натрий и калий. Подчеркнем, что кальциевые гранаты, свойственные всем породам щелочных серий и щелочным породам в целом, абсолютно отсутствуют, как это отмечает В.П. Костюк (1974), в породах с высокой натриевой специализацией химизма, в таких, как мариуполиты и агпаитовые породы.

Итак, не только парагенезис минералов, но и особенности состава породообразующих и акцессорных минералов, их типоморфные особенности являются индикаторными для щелочных серий и могут быть использованы для суждения о составе серии и сопутствующих ей месторождений полезных ископаемых.

Глава 9

ПРИЧИНЫ МНОГООБРАЗИЯ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Проблемы генезиса и причины многообразия щелочных пород неоднократно пересматривались на протяжении текущего столетия. Ранее считалось, что щелочные породы возникают в земной коре в результате преобразования базальтовой или гранитной магм под влиянием процессов ассимиляции, газового переноса, фракционной кристаллизации. Однако в последние десятилетия внимание исследователей привлекли процессы, происходящие в глубинных частях земли, и было доказано мантийное происхождение щелочных магм. Магматическая история щелочных пород, согласно современным представлениям о петрогенезисе, включает два главных этапа — возникновение магм в ходе частичного плавления вещества мантии и их дифференциацию, которая преобразует первичные магмы при подъеме в верхние части земной коры. Вместе с тем не исключается и определенная роль коровых процессов, которые могут оказать воздействие на состав щелочных пород и их серий особенно при формировании на континентах. Действительно, многие разновидности щелочных пород, даже такие распространенные, как нефелиновые сиениты, ийолиты, щелочные габброиды, имеют гетерогенное происхождение и возникали в ходе не только разнообразных магматических, но и метасоматических процессов. Однако именно магматизму принадлежит ведущая роль в щелочном петрогенезисе.

РОДОНАЧАЛЬНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ МАГМЫ (ПРИРОДНЫЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

Познание процессов образования щелочных магм значительно продвинулось в последние годы благодаря успехам в области петрологии, геофизики, геохимии и экспериментальной минералогии, однако многие вопросы еще далеки от окончательного решения. В настоящем разделе очень кратко рассмотрим лишь один аспект — какие щелочные магмы можно считать первичными или по крайней мере родоначальными для рассмотренных щелочных магматических серий пород и каков режим их образования.

Боуэн (Bowen, 1928) в свое время считал, что родоначальная магма отвечала по составу платобазальтам, а большинство других магматических расплавов возникло в ходе процессов кристаллизационной дифференциации.

Обобщая современные представления о происхождении базальтовых (в широком понимании этого термина), в том числе и щелочных, магм, П. Уайли (The evolution., 1979) отмечал, что существует две наиболее детально экспериментально обоснованные схемы их происхождения, отличие которых сводится к следующему.

М.О'Хара (O'Hara, 1968), развивая идеи Х. Йодера и К. Тилли (Yoder, Tilley, 1962), рассматривал излившиеся базальты (в их числе и щелочные разности), как внутримантийные дериваты исходной пикритовой магмы, генерированной при частичном плавлении гранатового перидотита. При этом допускалось, что в ходе подъема первичной пикритовой магмы был фракционирован оливин. Иными словами, единственными первичными магмами можно считать с этой точки зрения только коматииты.

Эту точку зрения не разделял А. Рингвуд (Ringwood, 1975), который вместе с Д. Грином (Green, Ringwood, 1966; Bultitude, Green, 1971) разработал схему генерации главных типов магм (в том числе нефелинита, базанита[1], щелочного базальта), считая их продуктом частичного плавления перидотита на разных глубинах. При этом большое

[1] Здесь и далее в гл. 8 сохранены названия пород, употребляемые в цитируемых работах. В соответствии с принятой в настоящей работе номенклатурой их эквивалентами являются: базанит-оливиновый тефрит, щелочной базальт-субщелочной оливиновый базальт.

значение придавалось степени частичного плавления вещества мантии. Детали схемы уточнялись и модифицировались: в том числе и влияние воды на состав продуктов.

Продолжая дискуссию, Х. Йодер (Yoder, 1976) обратил внимание на результаты экспериментов по плавлению эклогитов, оливиновых толеитов и нефелин-нормативных базанитов, подчеркнув, что ни в одном случае при высоких давлениях не был получен оливин. Эти и другие экспериментальные данные позволили ему отдать предпочтение гипотезам, в которых базальты не считаются первичными выплавками. Х. Йодер предложил называть эти базальты родоначальными магмами, допуская существование трех типов таким магм (оливиновые толеиты, базаниты, оливин-мелилитовые нефелиниты), произошедших из единого источника. Только для щелочных базальтоидов с глубинными включения, нефелинитовых и ультракалиевых магм, появляющихся в ассоциации с карбонатитами, а иногда и кимберлитами, допускается первичная мантийная природа.

Достаточно объективную информацию о составе щелочных магм, достигающих верхних структурных ярусов земной коры, можно получить, сопоставив средние составы щелочных магматических серий с наиболее распространенными щелочными лавами. Для этой цели были рассчитаны средние составы наиболее представительных щелочных плутонов, комплексов или целых провинций, где эти серии проявлены и изучены наиболее полно. Так, средний состав щелочной ультраосновной серии пород, формирующейся на гипабиссальном уровне, можно представить по известным данным о средних составах пород щелочной ультраосновной серии Маймеча-Котуйской и Кольско-Карельской провинций (Егоров, 1969; Орлова, 1963). Соответственно серии щелочных средних (сиенитоидных) пород характеризуются данными по средним составам Хибинского и Ловозерского массивов (Герасимовский и др., 1966; Кухаренко и др., 1971). В.А. Кононовой (1976) был рассчитан средний состав массивов Восточно-Саянской щелочной провинции, характеризующий серию щелочных ультраосновных пород, формирующуюся на мезоабиссальном уровне, и средние составы массивов Кия-Шалтырь и Гремяха-Вырмес, где полно представлена серия щелочных основных пород. Для массива Гремяха-Вырмес расчет был выполнен независимо от А.А. Кухаренко и др. (1971) и дал близкие результаты. Н.В. Еремеевым (1983) опубликованы данные о средних составах Якокутского, Ирисуйского, Каиндинского и Даубабинского проявлений калиевого магматизма, которые дают представление о средних составах калиевых серий.

Для расчетов, результаты которых приведены в табл. 65, использовались преимущественно средние составы пород, включая интрузивные и метасоматические их разности. При этом учитывались площади распространения пород, измеренные планиметром по геологическим картам. Полученные результаты в значительной мере условны, поскольку они основаны на количественных соотношениях пород для современного эрозионного уровня и не учитывают возможные изменения количественных соотношений по вертикали. Кроме того, невозможно учесть объем и состав вещества, вынесенного при метасоматических замещениях, что особенно существенно для Восточно-Саянской провинции, где в процессе формирования карбонатитов замещалась значительная доля силикатных пород. Однако на основании сходства петрохимических особенностей средних составов массивов и комплексов с определенными типами лав можно высказать предположение об исходных для них магматических расплавах. Так, оказалось, что средний состав расплава, исходного для серий калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород, по-видимому, приближается к фельдшпатоидным пикритам или оливиновым мелилититам (гипабиссальная фация), а иногда (Восточно-Саянская провинция, мезоабиссальная фация) – к кальцит-биотитовым оливиновым мелилититам (альнеит, дамкьернит) (см. табл. 65, ан. 1–10). Наиболее близки к среднему составу серий калиево-натриевых щелочных основных пород лавы типа оливиновых тефритов (базанитов). Несомненно, что гетерогенным нефелин-сиенитовым сериям соответствуют различающиеся (хотя и незначительно) фонолитовые расплавы. Однако обсуждаемые средние составы пород Хибинского и Ловозерского массивов (см. табл. 65, ан. 15–18) приближаются к фонолитам Африки и среднему составу фонолита, вычисленному из 446 анализов (Белоусов и др., 1974; Chayes, 1975). Среди серий калиевых пород наиболее распространены, по-видимому, производные лейцитовых тефритов (см. табл. 65, ан. 19–24). В то же время для обогащенных калием и сильно недосыщенных кремнекислотою эффузивных серий Западного Рифта Африки исходной магмой считается расплав, отвечающий по составу угандиту. Таким образом, можно назвать пять–шесть типов расплавов, которые могли быть родоначальными для серий щелочных

Таблица 65. Средние составы пород (в вес. %) щелочных массивов и комплексов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	37,60	39,60	36,38	39,6	36,5	26,90
TiO_2	1,63	3,32	3,22	3,4	2,7	1,30
Al_2O_3	5,00	5,46	7,94	11,3	7,4	8,60
Fe_2O_3	6,84	6,25	8,37	4,6	6,6	5,79
FeO	7,71	9,57	6,88	7,0	5,3	2,63
MgO	26,20	23,40	14,95	14,9	20,2	3,31
CaO	7,72	8,84	14,41	13,3	18,0	26,52
Na_2O	1,85	1,23	3,17	2,6	0,5	2,27
K_2O	0,92	1,10	1,52	1,8	1,4	3,69
P_2O_5	0,49	0,38	0,37	1,3	1,0	1,76
H_2O, CO_2*	4,04	0,85	2,79	Не опр.	Не опр.	17,23
$CaO + MgO/SiO_2$	0,92	0,81	0,81	0,71	1,04	1,11
CaO/MgO	0,29	0,38	0,96	0,89	0,89	8,01
Na_2O/K_2O	2,01	1,12	2,09	1,44	0,36	0,62

Таблица 65 (окончание)

Компоненты	13	14	15	16	17	18
SiO_2	44,75	43,74	53,22	53,84	54,99	56,70
TiO_2	1,14	2,81	1,05	0,91	0,68	0,84
Al_2O_3	19,40	14,31	21,26	17,05	19,62	19,06
Fe_2O_3	2,28	4,47	2,59	6,42	2,63	2,71
FeO	6,46	7,25	1,58	1,54	3,21	1,70
MgO	5,40	8,64	0,65	1,00	1,14	1,04
CaO	13,10	10,59	1,90	1,57	2,00	2,62
Na_2O	4,75	3,45	9,81	9,63	7,29	7,55
K_2O	1,15	1,76	6,52	5,16	5,54	5,17
P_2O_5	0,14	0,68	0,29	Не опр.	0,18	0,22
H_2O, CO_2*	1,43	2,06	1,63	"	2,68	2,20
$CaO + MgO/SiO_2$	0,41	0,44	0,05	0,05	0,06	0,06
CaO/MgO	2,43	1,23	2,92	1,57	1,75	2,52
Na_2O/K_2O	4,13	2,01	1,50	1,87	1,32	1,46

*Включая Cl, F, S и микроэлементы.

Примечание: ан. 1—10 серии калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород: ан. 1 — средний состав пород массивов Маймеча-Котуйской провинции (Егоров, 1969), ан. 2 — фельдшпатоидный пикрит Маймеча-Котуйской провинции (Егоров, 1969), ан. 3 — средний состав пород Кольско-Карельской провинции (Орлова, 1963), ан. 4, 5 — оливиновый мелилитит (Brey, 1978), ан. 6 — средний состав пород Восточно-Саянской провинции (Кононова, 1976), ан. 7, 8 — кальцит-биотитовый альнёит (Eckermann, 1948), ан. 9, 10 — оливиновый мелилитит (домкьернит по Griffin, Taylor, 1975); ан. 11—14 серии калиево-натриевых щелочных основных пород: ан. 11 — средний состав пород массивов Гремяха-Вырмес и Елетьозеро (Кухаренко и др., 1971), ан. 12 — средний состав массива Гремяха-Вырмес (Кононова, 1976), ан. 13 — средний состав Кия-Шалтырского массива (Кононова,

ультраосновных, основных и средних пород калиевой и калиево-натриевой линий химизма (Кононова и др., 1981). Этот вывод в определенной мере согласуется с экспериментальными данными, свидетельствующими о существовании нескольких типов базальтовых, в том числе щелочных основных магм.

Вопросы их образования, учитывая появившиеся в последние годы соображения о неоднородности мантии, явлениях дегазации, разнообразных процессах плавления и метасоматоза, которые имеют место на больших глубинах, представляются достаточно сложными и, как правило, решаются неоднозначно. В этой связи кратко остановимся только на результатах экспериментальных исследований последних лет, которые дают представление об условиях образования расплавов предположительно родоначальных для щелочных магматических серий.

Оливин-мелилитовые нефелиниты, как полагал Д. Грин (Bultitude, Green, 1971), могли образоваться при небольшом проценте парциального плавления пиролита в при-

7	8	9	10	11	12
25,44	25,26	29,41	30,15	42,40	43,97
1,81	2,50	4,23	3,47	3,61	3,28
7,23	6,85	8,15	9,10	15,29	14,00
3,77	3,76	8,48	6,07	5,61	5,55
5,16	6,10	6,21	6,81	10,70	11,97
6,56	8,12	7,32	8,67	5,27	6,28
24,54	24,32	17,62	20,71	10,09	9,01
1,67	0,83	2,42	1,66	3,01	3,77
3,62	3,06	2,06	1,28	1,30	0,89
1,88	0,80	1,55	3,51	0,58	0,05
18,45	19,42	12,27	7,15	2,34	1,23
1,22	1,28	0,84	0,97	0,36	0,35
3,74	3,00	2,41	2,39	1,91	1,43
0,46	0,27	1,17	1,29	2,31	4,24

19	20	21	22	23	24
49,5	51,7	49,2	47,8	47,4	47,9
0,9	1,0	0,4	1,1	1,9	0,2
9,0	13,4	10,3	16,2	16,1	16,9
6,1	3,8	10,3	6,8	3,9	3,0
5,1	5,3	7,8	2,4	6,0	7,2
9,6	6,2	8,6	6,9	5,7	4,2
10,4	8,7	14,6	9,3	8,5	10,1
2,00	2,2	1,0	2,9	3,2	2,2
5,0	6,0	3,2	5,6	4,3	3,6
1,3	1,2	1,4	0,9	Не опр.	Не опр.
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	"
0,40	0,29	0,55	0,34	0,30	0,29
1,08	1,40	1,70	1,35	1,49	2,40
0,40	0,37	0,31	0,52	0,74	0,61

1976), ан. 14 — оливиновый тефрит (базанит — среднее из 338 ан. по Chayes, 1975), ан. 15—18 серии калиево-натриевых щелочных средних пород: ан. 15 — средний состав пород Хибинского массива (Кухаренко и др., 1971), ан. 16 — средний состав пород Ловозерского массива (Герасимовский и др., 1966), ан. 17 — фонолит (среднее из 6 ан.; Белоусов и др., 1974), ан. 18 — фонолит (среднее из 446 ан.; Chayes, 1975); ан. 19—24 — серии калиевых пород (Еремеев, 1984): ан. 19 — средний состав пород Якокутского комплекса, ан. 20 — средний состав пород Ирисуйского массива, ан. 21 — средний состав пород Каиндинского массива, ан. 22 — средний состав Даубабинской вулканической толщи, ан. 23, 24 — средние составы лейцитовых тефритов.

сутствии воды. В результате серии экспериментальных работ (Орлова, Рябчиков, 1977; Wyllie, Huang, 1976) стало ясно, что CO_2 в большей степени, чем H_2O, способствует образованию на больших глубинах оливин-мелилитовых нефелинитов, карбонатитов, кимберлитов. Отметим, что именно для серии щелочных ультраосновных пород, помимо карбонатитов, характерны максимальные содержания CO_2 в (табл. 66).

Вопрос о происхождении оливиновых мелилититов специально исследовался Г. Бреем (Brey, 1978). Он отметил, что оливиновые мелилититы разных регионов (Гавайских островов, США, ряда районов ФРГ, Южной Африки) различаются по соотношениям Al_2O_3/TiO_2, Na_2O/K_2O, CaO/Na_2O, CaO/Al_2O_3, $CaO + MgO/SiO_2$ и только отношение CaO/MgO остается практически постоянным. Установленные вариации состава оливиновых мелилититов позволяют предполагать некоторые изменения в условиях их происхождения, в частности возрастание CO_2 в источнике в тех случаях, когда фиксируется возрастание $CaO + MgO/SiO_2$ уменьшение степени парциального плавления при нарас-

Таблица 66. Пределы содержаний (в вес. %) летучих компонентов в сериях щелочных пород (Кононова и др., 1976)

Компоненты	1	2	3	4
F	0,00–0,10	0,00–0,10	0,00–0,08	0,14
Cl	0,00–0,45	0,01–0,34	0,00–Сл.	0,16
S	0,04–0,54	0,02–0,10	0,00–0,06	0,112
CO_2	0,53–2,74	0,24–0,54	0,20–3,03	0,00
B	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,0015

Ан. 1 — серии калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород; ан. 2, 3 — серии калиево-натриевых щелочных основных пород (ан. 2 — Кузнецкий Алатау, ан. 3 — МНР); ан. 4–7 — серии калиево-натриевых щелочных средних пород (ан. 4 — Ловозеро, ан. 5 — Ильмено-Вишневогорский, ан. 6 — серия фойяитов, ийолитов, уртитов, ан. 7 — серия фойяитов, щелочных сиенитов); ан. 8 — серии калиевых щелочных основных пород Таласского Алатау, Алдана.

Таблица 66 (окончание)

Компоненты	5	6	7	8
F	0,00	0,00	0,05–0,20	0,10–1,10
Cl	0,00	0,00	0,05–0,06 (иногда 0,25)	0,05–0,38
S	0,08–0,09	0,00	0,02–0,08	0,02–0,16
CO_2	0,78–1,32	от 0,28–0,65 до 3–5%	0,00–0,20	0,00–0,40
B	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,002–0,003

тании в составе пород K_2O, P_2O_5. Условия образования оливинового мелилитита были изучены экспериментально (Brey, Green, 1977), что позволило допустить, что расплав подобного состава образовался как 5%-ная выплавка при плавлении пиролита при P = = 27 кбар и 1160° С в присутствии 7–8 H_2O и 6–7% CO_2. Более недосыщенные кремнекислотою оливиновые мелилититы должны были возникнуть на больших глубинах и при более высоком содержании CO_2 в источнике.

Обсуждая происхождение исходных расплавов для природных щелочных ультраосновных серий и учитывая различие средних составов трех рассматриваемых провинций (Маймеча-Котуйская, Кольско-Карельская, Восточно-Саянская), естественно встает вопрос, чем же можно объяснить их различия?

Как видно из приведенных в табл. 65 данных, средний состав Кольско-Карельской провинции щелочных ультраосновных пород с карбонатитами близок к оливиновому мелилититу, в то же время средний состав интрузивов Маймеча-Котуйской провинции значительно богаче магнием (CaO/MgO = 0,29) и приближается к составу фельдшпатоидного пикрита (CaO/MgO = 0,38). Это позволяет предполагать с учетом экспериментальных данных, что исходная магма для Маймеча-Котуйской провинции являлась продуктом очень низкой степени плавления исходного перидотитового материала в иных P-T условиях, чем для Кольско-Карельской провинции. Для среднего состава Восточно-Саянской щелочной провинции характерно высокое содержание кальция и углекислоты. По составу он напоминает кальцит-биотитовые оливиновые мелилититы (альноиты, домкьерниты). Детальное изучение последних в районе Фен в Норвегии (Griffin, Taylor, 1975) позволило сделать вывод, что домкьерниты образовались в результате частичного плавления перидотита в присутствии богатой CO_2 водной фазы при T = 1200–1250° С и P = 15–25 кбар, что соответствует глубинам 50–80 км. Напомним, что, по данным Г.П. Орловой и И.Д. Рябчикова (1977), формирование карбонатитовых магм в ходе эволюции щелочных устраосновных расп-

лавов возможно на глубинах не менее 30—40 км. Как указывалось ранее, щелочные ультраосновные серии пород в Восточном Саяне формировались в особых геодинамических условиях (мезоабиссальная фация, краевой блок платформы и т.д.). Пока еще трудно выразить в цифрах влияние тектонического или геодинамического режима на состав исходных для щелочных серий магматических расплавов, но сам факт такой взаимосвязи несомненен, хотя и воспринимается иногда скептически, особенно экспериментаторами (Yoder, 1976).

Еще один аспект, который обычно обсуждается в связи с проблемой генезиса щелочных ультраосновных серий, — это возможная их связь с кимберлитами. Г. Брей (Brey, 1978) показал, что кимберлиты, хотя и образуют как бы непрерывный спектр составов с оливиновыми мелилититами, характеризуются в 3—4 раза более высоким отношением окиси магния и окиси кальция и формируются в иных *P-T* условиях, нежели щелочные ультраосновные расплавы. Об этом свидетельствует хотя бы тот факт, что на океанических островах известны карбонатиты, а кимберлиты отсутствуют. Вместе с тем большинство кимберлитов содержит карбонаты в основной массе; это обычно кальцит с небольшой примесью доломита. Нередко богатые карбонатом дайки секут кимберлиты. Основанная на этих фактах дискуссия о возможной связи кимберлитов с карбонатитами продолжается многие годы. В итоге геохимических исследований было показано (Dawson, 1980), что по изотопному составу и характеру малых элементов кальциты кимберлитов и карбонатитов различаются мало. Так, определенное подобие установлено для изотопного отношения стронция, легких редкоземельных элементов, отношения тория к урану в кальцитах. С учетом данных по перекристаллизованным карбонатитам изотопные отношения углерода их также близки кимберлитам, а на диаграмме $\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$ эти породы имеют большое поле перекрывающихся значений. Вместе с тем первичные карбонатиты характеризуются определенной спецификой: они имеют легкий состав кислорода ($\delta^{18}O$ = 6—8%) и образуют на диаграмме $\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$ небольшое поле. Из числа 200 анализов кимберлитов только 10 лежат в поле первичных карбонатитов. Отсутствие связи кимберлитов с карбонатитами обосновывается (Dawson, 1980), в частности, и тем, что типичные кимберлиты не найдены в регионах, где широко развиты карбонатиты, а минеральный состав даже наиболее богатых карбонатом кимберлитов заметно отличается от карбонатитов. В кимберлитах отсутствуют богатые натрием силикаты, богатые ниобием минералы, обычны серпентин, шпинель, магнетит. Напомним, что для карбонатитов типичны Fe-Ti окисные минералы. Эти данные позволили заключить, что хотя и кимберлиты, и карбонатиты имеют мантийное происхождение, различия в составах минералов свидетельствуют об их параллельной кристаллизации из разных родоначальных источников (Dawson, 1980).

Лейцитовые магмы, в соответствии с выводами А. Гупта и К. Яги (Gupta, Yagi, 1980), генерируются при парциональном плавлении богатых флогопитом гранатовых перидотитов (± рихтерит). Близкая точка зрения высказывалась В.С. Соболевым (1973). Высокая подвижность K_2O во флюидах в условиях соответствующих геотерме континентальных щитов может быть причиной того, что только на континентах обнаруживаются признаки мантии, аномально обогащенной в отношении калия, и присутствуют высококалиевые породы (Рябчиков, Беттчер, 1980). Мантийное происхождение калиевых магм подтверждают и геофизические данные. Для Римской провинции калиевых вулканитов глубина генерации первичной магмы оценивается в 120—140 км, а для Средиземноморских вулканов, включая Везувий — в 300 и более км. Подчеркнем, что проявления калиевого щелочного ультраосновного магматизма, как и калиево-натриевого (нефелиниты), типичны для рифтового режима регионов с мощной континентальной литосферой и длительно существовавшим континентальным режимом. На океанических островах они встречаются как редкое исключение (Тристан-да-Кунья). Характерна и непосредственная их связь с глубинными разломами.

Фонолиты, в отличие от рассмотренных щелочных магм, имеют гетерогенную природу. Они могут образовываться за счет фракционной дифференциации нефелинитовой либо щелочно-базальтоидной магм. Кроме того, значительные по масштабам обособленные вулканические поля фонолитов известны на континентах в рифтовых областях (Восточная Африка, Чешский рифт). Рассматривая процесс их образования, Д. Бейли

(The evolution . . . , 1979) допускает, что эти эвтектоидные расплавы возникли за счет базитового вещества нижних частей коры. В то же время обосновывается и возможность мантийного происхождения фонолитовых расплавов с учетом находок в фонолитах нодулей лерцолитов (Irving, Prince, 1981).

В заключение обратим внимание на то, что в целом в истории Земли отмечается тенденция к нарастанию роли щелочных пород, начиная со среднего протерозоя, а особенно в палеозое и более молодые эпохи. В архее и раннем протерозое господствующими были продукты толеитового магматизма. Это, по-видимому, может являться показателем постепенного изменения состава мантии и физико-химического режима на глубинных магмогенерирующих уровнях земли.

О СООТНОШЕНИИ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА В ФОРМИРОВАНИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И ИХ СЕРИЙ

Прогресс в области познания условий формирования щелочных пород с очевидностью показал ведущую роль глубинного анатексиса в возникновении первичных щелочных магм и их продуктов; влияние вмещающих толщ на состав щелочных магматических серий отмечается в ограниченных масштабах и лишь в некоторых из них (The alkaline . . . , 1974; The evolution . . . , 1979; Кононова и др., 1982). Несмотря на признание справедливости этого общего положения, ряд аспектов генезиса конкретных массивов и видов щелочных пород продолжают дискутироваться. При этом узловой остается проблема соотношения мантийного и корового вещества в составе щелочных пород. Ее разработка выполнялась на ряде объектов с привлечением комплекса методов. Петрографические исследования контактовых процессов показали достаточно широкое развитие процессов магматического замещения в отдельных массивах нефелиновых сиенитов, в ходе которых некоторые разности пород возникали в результате взаимодействия щелочного расплава с вмещающими толщами (Яшина, 1964; Кононова, 1976; Андреева, 1968). С использованием геохимических методов исследования, включающих изотопию стронция, кислорода, углерода и серы, проводилось изучение роли глубинного и корового источников вещества при формировании уртитов, ийолитов, миаскитов, карбонатитов и других кальцитсодержащих пород, сопровождающих формирование щелочных массивов. Результаты этих работ, выполнявшихся в содружестве с соответствующими лабораториями ГЕОХИ АН СССР, ИГЕМ АН СССР ГИН АН СССР и Университета г. Мюнстера (ФРГ) на детально изученных массивах Советского Союза с привлечением для сопоставления образцов из некоторых зарубежных объектов, частично публиковались (Донцова и др., 1977, Гриненко и др., 1970; Кононова и др., 1978, Гольцман и др., 1978, Blaxlund, Kononova, 1978 и др.). В настоящем разделе обобщены результаты, полученные разными методами на одних и тех же массивах, а иногда по одной и той же пробе, а также приведены некоторые новые данные по миаскитам Урала.

ИСТОЧНИК ВЕЩЕСТВА УРТИТОВ ИЗ МАССИВОВ ЩЕЛОЧНЫХ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Генезис уртитов в массивах щелочных габброидных пород обычно связывают с процессами дифференциации глубинной (мантийной) магмы, имеющей состав, близкий тефриту. Однако в вулканических сериях сходного состава эффузивные аналоги уртита не известны. Это вызывает определенные трудности при расшифровке механизма процесса, который приводит к экстремальному возрастанию содержания глинозема и щелочей в процессе формирования обычной для интрузивной серии последовательности пород субщелочное оливиновое габбро — тералит — уртит — нефелиновый сиенит. В последние годы для объяснения генезиса уртитов стали вновь привлекать несколько модифицированный вариант гипотезы синтексиса известняков (Нефелиновое сырье, 1978), хотя ограниченность возможных масштабов этого процесса была доказана целым рядом исследований.

Уртиты — перспективная руда для получения глинозема. В этой связи важно знать, искать ли их в интрузивах, прорывающих только карбонатные толщи, либо вмещающие породы могут быть любого состава. Справедливость последнего предположения подтверждают находки уртитов и ювитов в щелочно-габброидных массивах, залегающих

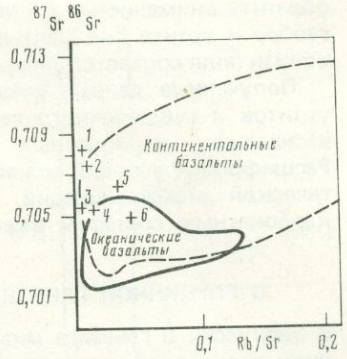


Рис. 93. Зависимость отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ от Rb/Sr в породах Кия-Шалтырского массива, океанических и континентальных базальтах (контуры полей базальтов, по Дж. Пауэллу и К. Беллу; The alkaline rocks, 1974). Номера точек соответствуют номерам образцов в табл. 67

среди гранито-гнейсов (Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров). Для выяснения возможного влияния известняков на состав щелочно-габброидной серии с уртитами Ю.В. Гольцманом (Гольцман и др., 1978) было проведено исследование изотопии стронция пород Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау).

Кия-Шалтырский массив, K-Ar возраст которого варьирует в пределах 430–360 млн. лет, сложен преимущественно субщелочным габбро, тералитами, уртитами. Формирование его завершают дайки ийолит-порфиров, нефелиновых и щелочных сиенитов. Вмещающие толщи существенно карбонатного состава имеют кембрийский возраст. Контакты уртитов с вмещающими карбонатными толщами резкие, нередко они сопровождаются слабым скарнированием известняков в зоне, мощность которой не превышает первых метров.

Изотопный состав стронция был изучен в трех типах пород — субщелочном габбро, вмещающих мраморизованных известняках и уртитах (табл. 67). Для двух образцов субщелочного габбро были получены идентичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7052$. Во вмещающих мраморизованных известняках отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ много выше: 0,7080 и 0,7076. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в уртитах (0,7059 и 0,7047) существенно отличается от величины этого отношения в известняках; среднее по обеим пробам уртита в точности совпадает со значением $^{87}Sr/^{86}Sr$ в субщелочном габбро. Это свидетельствует в пользу гипотезы о генетической связи вещества уртита и субщелочного габбро.

По данным Дж. Пауэлла и К. Белла (The alkaline rocks, 1974), величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в щелочных породах крупнейших провинций мира варьирует примерно от 0,704 до 0,710, при этом наиболее высокие значения дают калиевые щелочные породы, а ийолиты и нефелиниты, как и карбонатиты Восточно-Африканской рифтовой зоны, рассматриваемые обычно в качестве производных мантийных расплавов, имеют $^{87}Sr/^{86}Sr$ порядка 0,7034 – 0,7045. Типичным примером вещества мантийного происхождения, как принято считать, служат океанические базальты. В этой связи следует

Таблица 67. Изотопный состав стронция пород Кия-Шалтырского массива

Порода	Rb/Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	
			современное	первичное
Известняк мраморизованный на удалении около 1 км от контакта с уртитами	0,0050	0,014	0,7080 ± 2	0,7080 ± 2
Известняк мраморизованный с небольшой примесью силикатных минералов, на расстоянии 84 м от контакта с уртитом (образец с глубины 230 м)	0,0099	0,028	0,7078 ± 4	0,7076 ± 4
Субщелочное габбро крупнозернистое трахитоидное оливиновое (образец с глубины 235 м)	0,0039	0,011	0,7053 ± 3	0,7052 ± 2
Субщелочное габбро крупнозернистое трахитоидное оливиновое из коренных обнажений	0,0092	0,026	0,7053 ± 3	0,7052 ± 3
Уртит крупнозернистый из обнажений в центральной части рудной линзы	0,032	0,091	0,7061 ± 2	0,7059 ± 3
Уртит крупнозернистый в 12 м от контакта с мрамором (образец с глубины 326 м)	0,039	0,11	0,7051 ± 3	0,7047 ± 4
$SrCO_3$, Стандарт ' Eimer and Amend''	—	—	0,70775 0,70774	—

обратить внимание на то, что величины отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Rb/Sr в субщелочном габбро и уртите Кия-Шалтырского массива располагаются внутри или непосредственно вблизи поля соответствующих величин для океанических базальтов (рис. 93).

Полученные данные позволяют предположить глубинное происхождение вещества уртитов и субщелочного габбро Кия-Шалтырского массива; заимствование вещества вмещающих карбонатных толщ в проанализированных образцах не обнаружено. Расшифровку условий возникновения уртитовых руд следует искать в законах магматической дифференциации, а при поисках этих руд не ограничиваться регионами с карбонатным составом вмещающих толщ.

О ГЛУБИННОЙ ПРИРОДЕ МИАСКИТОВ

В дискуссии о генезисе миаскитов, которую на протяжении многих лет ведут сторонники палингенно-метасоматической (Роненсон, 1966; Левин, 1974; и др.) и магматической гипотез (Заварицкий, 1956; Appleyard, 1974), в числе главных спорных вопросов обсуждается проблема источника вещества. Возникает ли эта разность нефелиновых сиенитов в процессе переработки вмещающих толщ или они сложены веществом глубинного происхождения — такова суть расхождений сторонников различных гипотез.

Миаскиты в ассоциации со щелочными сиенитами и карбонатитами образуют устойчивую серию пород, известную в Канаде (Блу Маунтин), Норвегии (Стьернёй, Сорроу), Финляндии (Сиилиньярви), Советском Союзе (Ильменские и Вишневые горы Урала). Ильмено-Вишневогорский комплекс исследован особенно детально, причем большинство советских геологов вслед за Б.М. Роненсоном связывают формирование миаскитовых комплексов с процессами локального плавления вещества кары.

Для проверки этой гипотезы при участии Б.М. Роненсона и В.Я. Левина в трех участках Ильмено-Вишневогорской полосы щелочных пород протяженностью ~150 км были отобраны образцы для изотопных исследований, которые, как предполагалось, характеризуют разные стадии процесса палингенеза. В Вишневогорском массиве (северная часть комплекса) образцы были взяты в его северной апикальной части, сложенной преимущественно эвтектоидными миаскитами, а в Ильменогорском (южная часть комплекса) — в его южной части. Предполагалось, что миаскиты этого массива образовались путем магматического замещения вмещающих толщ. Промежуточная зона (район оз. Ишкуль) рассматривалась в качестве корневой части структуры, в которой на глубине примерно 20 км происходило зарождение миаскитового расплава. В этом районе миаскиты образуют небольшие линзы среди пород весьма пестрого состава, в размещении которых отмечается следующая последовательность, начиная от вмещающих пород: гнейсы, амфиболиты, сланцы — амфиболовые фениты — пироксеновые фениты — биотит-полевошпатовые породы — нефелин-полевошпатовые мигматиты — миаскиты.

Изучение изотопного состава кислорода силикатных пород Ильмено-Вишневогорского комплекса выполнено в ГЕОХИ АН СССР по руководством Е.И. Донцовой (табл. 68, рис. 94). Миаскиты Вишневогорского и Ильменогорского массивов характеризуются устойчивыми значениями $\delta^{18}O$; их колебания не выходят за предел от +5,4 до +5,5‰ относительно стандарта SMOW. Гнейсы и амфиболиты вмещающих эти массивы толщ значительно отличаются по изотопному составу кислорода: $\delta^{18}O$ составляет соответственно +9,3 и +8,9‰. Гнейсы и сланцы района оз. Ишкуль обогащены тяжелым изотопом кислорода ($\delta^{18}O$ соответственно +17,6 и +10,1‰). В целом же вмещающие толщи характеризуются более тяжелым изотопным составом кислорода, что вообще типично для коровых образований. Мигматиты и фениты имеют значительно более легкий изотопный состав кислорода, значения $\delta^{18}O$ которого варьируют в пределах от 7,0 до 8,2‰. Обращает на себя внимание тот факт, что изотопный состав кислорода миаскитов Ишкульской зоны ($\delta^{18}O$ + 7,0; + 7,6‰) по сравнению с миаскитами Вишневогорского и Ильменогорского массивов ($\delta^{18}O$ от +5,4 до +5,6‰) сдвинут (примерно на 2‰) в область более тяжелых значений (см. табл. 68).

Небольшое различие изотопного состава кислорода, обнаруженное между миаскитами Ишкульской промежуточной зоны и миаскитами Вишневогорского и Ильменогорского массивов, а также определенное сходство изотопного состава кислорода миаскитов ($\delta^{18}O$ + 7,0‰), мигматитов ($\delta^{18}O$ + 8,2‰) и фе-

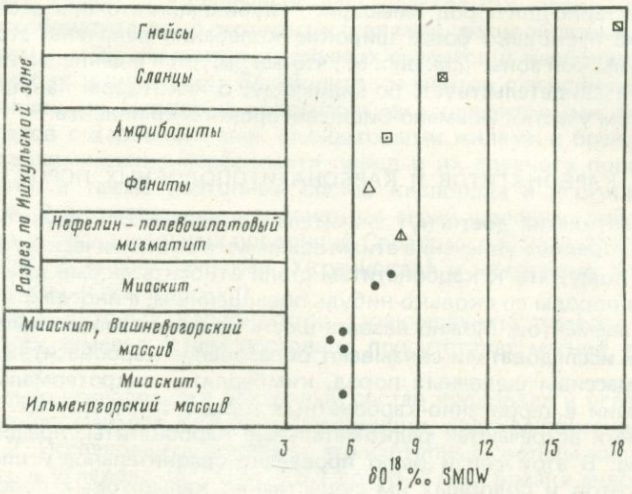


Рис. 94. $\delta^{18}O$ силикатных пород Ишкульской зоны в сравнении с Вишневогорским и Ильменогорским массивами

нитов ($\delta^{18}O + 7{,}0^{0}/_{00}$) позволяет предполагать существование обменных процессов в системе миаскитовый расплав — вмещающие породы. Масштаб этих процессов, по-видимому, был весьма ограниченным, если учесть, что преобладающие среди вмещающих толщ гнейсы ($\delta^{18}O + 17{,}6^{0}/_{00}$) и сланцы ($\delta^{18}O + 10{,}1^{0}/_{00}$) имеют резко утяжеленный изотопный состав кислорода. Вероятно, источник вещества, слагающего миаскиты, был глубинным и постоянным на всем протяжении Ильмено-Вишневогорской полосы. Только при поступлении миаскитовых расплавов в верхние структурные этажи имел место в ограниченных масштабах обмен кислородом с вмещающими породами.

Вывод о ведущей роли глубинного вещества при формировании миаскитов получен также на основании исследования изотопного состава стронция Ильмено-Вишневогорского комплекса. Эти исследования по нашей просьбе были начаты доктором А. Блэксландом и продолжены доктором У. Краммом в Университете г. Мюнстер (ФРГ). Как показали исследования, миаскиты Вишневогорского, Ильменогорского массивов и Ишкульской зоны очерчивают конкордантную изохрону (см. рис. 5 и 6). Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в миаскитах колеблется в пределах от 0,7033±0,0003 до 0,7035±

Таблица 68. Изотопный состав кислорода силикатных пород Ильмено-Вишневогорского комплекса (Урал)

Зона, массив	Порода	Номер пробы	$\delta^{18}_{ср}O,^{0}/_{00}$
Ишкульская	Амфиболит	31	7,4 (2)
	Сланец	46	10,1 (3)
	Гнейс	30	17,6 (2)
	Амфиболовый фенит	32	7,0 (3)
	Нефелин-полевошпатовый мигматит	39	8,2 (1)
	Миаскит	44	7,6 (1)
	"	55	7,0 (1)
Вишневогорский	Амфиболит	85	8,9 (2)
	"	93	5,5 (2)
	Миаскит	76	5,4 (1)
	"	218	5,5 (1)
Ильменогорский	Гнейс в 2 км от контакта	1	9,3 (1)
	Миаскит	25	5,6 (1)

Примечание. В скобках — число параллельных определений в каждой пробе; $\delta^{18}O$ — среднее арифметическое из полученных значений.

±0,0005, что характерно для пород, имеющих глубинный источник вещества. Обращают на себя внимание несколько более широкие колебания величины этого отношения в миаскитах Ишкульской зоны (см. рис. 5), что согласуется с данными изотопии силикатного кислорода и свидетельствует, по-видимому, о некотором нарушении изотопного равновесия на этом участке Ильмено-Вишневогорского комплекса.

О ПРИРОДЕ КАРБОНАТИТОВ И КАРБОНАТИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

За последние десятилетие достигнут значительный прогресс в изучении карбонатитов. Вместе с тем естественное увлечение этими важными в экономическом отношении объектами привело к тому, что к карбонатитам стали относить любые крупнокристаллические карбонатные породы со сколько-нибудь повышенным, а иногда и кларковым содержанием редких элементов. Можно назвать шесть или семь типов геологических объектов, с которыми исследователи связывают образование карбонатитов. Это разнообразны по составу массивы щелочных пород, кимберлиты, гидротермальные жилы, зоны перекристаллизации в терригенно-карбонатных толщах и ряд других. При этом только в немногих из них встречаются редкометальные карбонатиты, представляющие практический интерес. В этой связи было проведено сравнительное исследование классических карбонатитов и подобных им существенно кальцитовых пород из следующих

Таблица 69. Содержание элементов-примесей в кальцитах карбонатитов и вмещающих толщ (в г/т)

Компоненты	Мраморы	Кальцифиры, скарны	Кварц-эгирин-полевошпатовая жила	Кальцитовая жила
	1	2	3	4
Ti	500/200	500/160	10	10
Mg	7000/6000	50000/15100	5000	500
Mn	300/300	3000/1700	5000	3000
Fe	7000/5000	5000/1130	7000	70
Sr	300/300	5000/1400	700	500
Ba	50/30	500/160	0	0
P	0	0	0	0
Zr	0	70/10	0	0
Nb + Ta	0	0	0	0
TR	10	100/60	30	10
Число анализов	4	4	1	1

Массивы: 1–5 — Ильменогорский, Вишневогорский, Урал; 6 — Ковдорский, Вуориярви, Кольский полуостров; 8–10 — Дахунурский, Чикский, Баянкольский, Юго-Восточная Тува. Анализы 1–6 и 8–10 выполнены по материалам В.А. Кононовой в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитики Р.В. Кортман и Ф.И. Сумина; анализ 7 — по К. Турекьяну и К. Ведеполю (Turekian, Wedepohl, 1961). В числителе — максимальное содержание, в знаменателе — среднее арифметическое из числа проанализированных проб.

четырех щелочных серий: 1) щелочных ультраосновных пород, сопровождаемых классическими карбонатитами, с которыми связаны разнообразные месторождения полезных ископаемых; 2) миаскитов, щелочных сиенитов и карбонатов с повышенной концентрацией ниобия и циркония; 3) ийолитов и ювитов с эгирин-геденбергитовыми фойяитами и безрудными силикатно-кальцитовыми и кальцитовыми породами: 4) сиенитов, граносиенитов с карбонатитами, кальцитовыми жилами и брекчиями. При этом сопоставлялись геохимические особенности пород и их главного породообразующего минерала—кальцита, а также изотопный состав кислорода и углерода карбонатитов и серы сульфидов. Редкометальные карбонатиты серий щелочных ультраосновных пород исследовались в ряде щелочных провинций Советского Союза (Кольско-Карельская, Маймеча-Котуйская, Восточно-Саянская, Украинская) и некоторых массивов Финляндии (Сокли) и Канады (Ока, Каргилл).

Для кальцита кальцитовых карбонатитов характерны постоянные примеси циркония, ниобия, редких земель; в нем постоянно присутствует магний, в среднем около 1,3% (табл. 69, ан. 6).

Наиболее детально исследовался изотопный состав кислорода и углерода карбонатитов массива Одихинча Маймеча-Котуйской провинции, краткое описание которого можно найти в главе 2. Исследования показали, что изотопные составы кислорода ($\delta^{18}O$ от + 3,0 до +8,6‰) и углерода ($\delta^{13}C$ от − 5,1 до −6,1‰) близки эндогенным формам

Кальцитовые карбонатиты		Осадочные карбонатные породы	Силикатно-карбонатные породы	Кальцифиры, скарны	Мраморы
5	6	7	8	9	10
500 / 30	3000 / 160	400	3000 / 220	3000 / 650	3000 / 260
7000 / 3600	30000 / 13200	47000	10000 / 2800	50000 / 7300	50000 / 15400
50000 / 8600	5000 / 380	1100	3000 / 882	3000 / 650	3000 / 260
30000 / 7400	10000 / 2080	3800	30000 / 6400	5000 / 2360	30000 / 3300
60000 / 27300	30000 / 10750	610	30000 / 7100	7000 / 3200	7000 / 2300
700 / 290	3000 / 420	10	7000 / 1290	4000 / 800	700 / 180
500 / 220	10000 / 330	400	10000 / 1900	0	0
300 / 20	500 / 67	19	50 / 4	100 / 6	0
500 / 20	500 / 24	0,3	0	0	0
16000 / 5240	1600 / 434	40	1600 / 368	300 / 120	0
29	42	Нет данных	35	15	17

кислорода и углерода (табл. 70). Неизменный известняк, взятый на расстоянии около 13 км от ближайшего интрузива, имеет значительно более тяжелый изотопный состав кислорода и углерода ($\delta^{18}O = 25{,}0^0/_{00}$, $\delta^{13}C = +2{,}4^0/_{00}$, табл. 70, ан. 18). Экзоконтактовые толщи, изученные по разрезам от непосредственного контакта через зону скарнов и кальцифиров до слабо измененных разностей, также обогащены тяжелым изотопом кислорода ($\delta^{18}O$ от $+18{,}6^0/_{00}$ до $+25{,}2^0/_{00}$). Изотопный же состав углерода (см. табл. 70, ан. 4–9, 11–17) в тех же образцах варьирует в более широких пределах ($\delta^{13}C$ от $+2{,}4^0/_{00}$ до $-4{,}1^0/_{00}$), иногда приближаясь к значениям, характерным для глубинных карбонатитов. Однако тяжелый изотопный состав кислорода в тех же образцах позволяет предположить, что в данном случае легкий изотопный состав углерода обусловлен вторичным смещением изотопного равновесия в образце под воздействием внедряющихся магматических масс. Во всяком случае, устойчивый изотопный сотав углерода и кислорода характерен только для глубинных карбонатитов, осадочные карбонаты и их метаморфизованные разности имеют широкие вариации изотопного состава – это их отличительная особенность.

В аналогичных массивах, сложенных щелочными ультраосновными породами (Ковдор, Кугда, Сокли, Каргилл, Ока и др.), изотопные составы углерода и кислорода карбонатов и карбонатитов (см. табл. 70, ан. 19–35) также попадают в узкие интервалы значений ($\delta^{18}O$ от +6,4 до $+8{,}7^0/_{00}$, $\delta^{13}C$ от –3,4 до $-6{,}9^0/_{00}$). Несколько утяжеленный состав углерода карбонатов характерен для доломитовых и доломит-анкеритовых (см. табл. 70, ан. 21–24, 27, 34, 35), а кислорода – для доломит-анкеритовых карбонатитов (см. табл. 70, ан. 23, 24, 34, 35). Большая часть цифр располагается на диаграмме (рис. 95) зависимости $\delta^{12}C$ от $\delta^{18}O$ в границах так называемого Ока-бокса, оконтуривающего значения изотопного состава кислорода и углерода первичных изверженных карбонатитов. Исключение составляют карбонатиты Ковдорского массива, которые обогащены тяжелым изотопом углерода ($\delta_{ср}{}^{13}C \approx -3{,}6^0/_{00}$).

Изотопный состав серы сульфидов из карбонатитов семи изученных щелочных массивов Кольско-Карельской (Ковдор, Вуориярви), Восточно-Саянской (Большой и Малый Саянские) и Сетте-Дабанской (Поворотный, Озерный, Воин) провинций варьирует в целом в пределах $10^0/_{00}$. Так, значения $\delta^{34}S$ в изученных образцах изменяются в диапазоне от –6,4 до $+3{,}0^0/_{00}$. Сульфиды из карбонатитов Восточно-Саянской и Сетте-Дабанской провинций показывают более широкий спектр вариаций при обогащении как легким, так и тяжелым изотопом по сравнению с метеоритной серой (табл. 71, рис. 96).

Изотопный состав серы сульфидов из разных массивов одной провинции обычно имеет близкие величины значений ^{34}S. Исключение составляет Восточно-Саянская провинция, где сульфиды Малого Саянского массива обогащены изотопом ^{32}S, тогда как большая часть сульфидов Большого Саянского массива обогащена изотопом ^{34}S. Намечается определенная тенденция изменения изотопного состава серы сульфидов по стадиям карбонатитового процесса. Во всех массивах щелочных ультраосновных пород, где установлено многостадийное образование карбонатитов, сульфиды более поздних стадий обогащены изотопом ^{32}S. Для сульфидов ранних карбонатитов, а также ийолитов и сиенитов характерно максимальное обогащение изотопом ^{34}S. В целом же величины $\delta^{34}S$ колеблются вблизи нулевого значения, за который, как известно, принят изотопный состав серы метеоритов.

Наряду с этим изучались карбонатиты, находящиеся в ассоциации с миаскитами и щелочными сиенитами, которые развиты на Урале (Вишневогорский, Ильменогорский массивы), Украине (Новополтавский массив) и в Финляндии (массив Сиилиньярви). Сведения об этих массивах приведены в главе 2 настоящего издания и опубликованных работах (Роненсон, 1966; Puustenen, 1972 и др.).

Наиболее детально исследовался изотопный состав кислорода кальцита Ильменo-Вишневогорского комплекса и вмещающих его пород. В Ильменогорском и Вишневогорском массивах кальцит пользуется весьма широким распространением. Он встречается в самых разнообразных породах, нередко являясь породообразующим минералом. Мелкая рассеянная вкрапленность кальцита (обычно ксеноморфного) характерна для миаскитов, биотит-полевошпатовых, амфибол-биотит-полевошпатовых пород и слюдитов. Кальцитовые жилы, особенно многочисленные в районе карьера "Шпат", горы Потаниной, северной седловидной залежи массива Вишневых гор, секут миаскиты и их альбитизированные разности, включая нередко их реликты. Кальцитовые жилы

Таблица 70. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов карбонатитов, сопровождающих массивы щелочных ультраосновных пород

№№ пп	Порода, из которой выделены карбонаты		δ^{18} O, ‰ по отношению к SMOW	δ^{13}C, ‰
1	2		3	4
	Маймеча-Котуйская провинция			
	Массивы Одихинча			
1	Кальцитовый карбонатит с апатитом и пироксеном		3,0	−6,1
2	Кальцитовый карбонатит с флогопитом		8,6	−5,1
3	Кальцитовый карбонатит		6,0	−5,3
4	Мрамор в восточном контакте	2,5 м от контакта. Кальцифир, состоит из кальцита, доломита, серпентинизированного оливина	18,6	−1,2
5		100 м от контакта. Скарн	22,3	+2,4
6		1,5 км от контакта. Доломит	+ 21,0	−1,3
7	Мрамор в западном контакте	Ксенолит мрамора, состоит из кальцита, оливина и редких зерен доломита	19,5	−4,1
8		150 м от контакта. Доломит с единичными зернами кальцита	25,2	−3,3
9		400 м от контакта. Известковистый доломит	20,9	−4,0
	Массив Кугда			
10	Кальцитовый карбонатит с перовскитом, флогопитом		Не опр.	−3,6
11	Мрамор в южном контакте	Зона контакта. Скарн с оливином, диопсидом	"	−4,9
12		Зона контакта. Кальцифир с оливином	"	−7,4
13		100 м от контакта. Кальцифир	"	−5,5
14	Мрамор в западном контакте	20 м от контакта. Кальцифир	"	−1,5
15		200 м от контакта. Доломит	"	+0,7
16		500 м от контакта. Доломит	"	−1,0
17		800 м от контакта. Доломит с редкими зернами кальцита	"	−1,2
18	Вмещающая толща, 13 км от контакта с интрузивами. Известняк субгоризонтально залегающих толщ среднекембрийского возраста, содержит незначительную примесь доломита		25,0	+2,4
	Кольско-Карельская провинция			
	Массив Ковдор			
19	Кальцитовый карбонатит с флогопитом, магнетитом, апатитом; II стадия карбонатитов		8,7	−3,6
20			7,5	−4,0
21	Кальцит-доломитовый карбонатит с тетраферрифлогопитом, магнетитом, апатитом; III стадия карбонатитов		7,5	−3,4
22			7,3	−3,6

Таблица 70 (окончание)

1	2	3	4
	Кольско-Карельская провинция		
23	Доломит-анкеритовый карбонатит; IV стадия карбо-	14,6	Не опр.
24	натитов	12,0	"
	Финляндия		
	Массив Сокли		
25	Кальцитовый карбонатит с флогопитом, пирохлором, апатитом (сёвит)	6,5	–5,2
26	Магнетитовый сёвит с пирохлором, апатитом	7,5	–5,6
	Юго-Восточная Канада		
27	Каргилл — Доломитовый карбонатит	7,6	–3,9
28	Ока — Кальцитовый карбонатит с флогопитом, магнетитом	6,9	–6,9
29		6,5	–6,3
	Восточно-Саянская провинция		
	Массивы Большой и Малый Саянские, Тагнинский		
30	Кальцитовый карбонатит с флогопитом, апатитом;	6,9	–6,3*
31	II стадия карбонатитов	6,6	
32	Кальцитовый карбонатит с амфиболом, редкими	7,3	–6,3*
33	зернами доломита; III стадия карбонатитов	6,4	
34	Анкерит-доломитовый карбонатит с флюоритом;	14,4	Не опр.
35	IV стадия карбонатитов	13,2	"

*Среднее, соответствующее максимуму на гистограмме.

встречаются и за пределами щелочных массивов, где они секут фенитизированные и неизмененные вмещающие толщи. Среди минералов кальцитовых жил обычны биотит, апатит, сульфиды, иногда присутствует пирохлор. Во вмещающих толщах встречаются кварц-эгирин-полевошпатовые жилы с кальцитом, который играет роль второстепенного минерала. Полупрозрачный кальцит, выполняющий пустоты в трещинах отдельности, известен в породах вишневогорской свиты. Среди вмещающих толщ (вишневогорская свита) присутствуют небольшие по мощности пачки кальцитовых мраморов, которые вблизи массива изменены и превращены в диопсидовые и форстерит-диопсидовые кальцифиры и скарны. В химическом составе кальцитов разных генетических типов выявляются определенные отличия (см. табл. 69). Вмещающие мраморы характеризуются низкими содержаниями магния, редких земель, марганца, стронция, которые ниже кларка осадочных пород по К. Турекьяну и К. Ведеполю (Turekian, Wedepohl, 1961). В кальците скарнов и кальцифиров повышаются концентрации всех элементов-примесей, однако содержание магния, железа, циркония, титана остаются ниже кларка, а редких земель, марганца, стронция — лишь незначительно превышают кларк. Кальцит кальцитовых жил и линзовидных тел Вишневогорского и Ильменогорского массивов содержит высокие концентрации редких земель, ниобия, бария, марганца, железа, циркония и по этим характеристикам близок к кальциту классических карбонатитов из массивов щелочных ультраосновных пород типа Вуориярви и Ковдор (Кольский полуостров). Низкотемпературный кальцит из кальцит-эгирин-полевошпатовых жил весьма беден элементами-примесями, что еще в бóльшей степени характерно для позднего полупрозрачного кальцита из трещин выполнения.

Изотопный состав кислорода кальцита Ильмено-Вишневогорского щелочного комп-

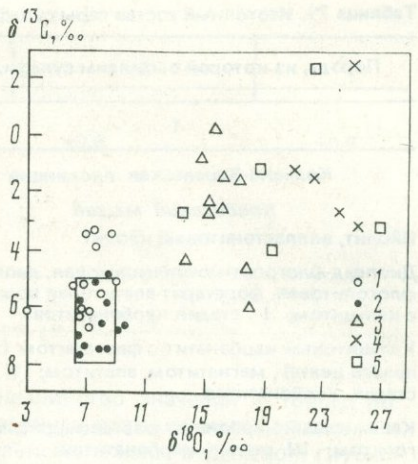


Рис. 95. Зависимость отношений (в $^0/_{00}$) $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в кальцитах из карбонатитов массивов щелочных ультраосновных пород (*1*) и массивов миаскитов — сиенитов (*2*), из силикатно-кальцитовых пород Юго-Восточной Тувы (*3*), кальцифиров и скарнов (*4*), известняков, мраморизованных известняков и мраморов вмещающих толщ (*5*)

лекса весьма постоянен вне зависимости от того, образует ли он кальцитовые жилы или встречается в виде рассеянной вкрапленности (табл. 72). Наибольшее число значений $\delta^{18}O$ попадает в узкий интервал от + 6,5 до + 7,5$^0/_{00}$, а крайние величины $\delta^{18}O$ составляют + 6,4 и + 8,0$^0/_{00}$. В пределах этого интервала значений $\delta^{18}O$ отмечается некоторая тенденция к преобладанию более легкого изотопа кислорода в кальците из жил с редкометальными минералами, секущих щелочные породы. В то же время жилы близкого состава, но залегающие среди фенитизированных вмещающих толщ, характеризуются более тяжелым изотопным составом кислорода ($\delta^{18}O$ + 7,6, + 8,0$^0/_{00}$). По сравнению с этими образцами кислород кальцита из мрамора характеризуется бо́льшим содержанием тяжелого изотопа кислорода: $\delta^{18}O$ колеблется в пределах от + 18,4 до + 23,7$^0/_{00}$ (рис. 97). В скарнах и кальцифирах изотопный состав кислорода кальцитов более легкий и варьирует в пределах величин от + 9,6 до + 10,5$^0/_{00}$.

Природа кальцитовых пород, ассоциирующих с миаскитами, и возможность отнесения их к карбонатитам обсуждалась неоднократно (Гинзбург, Эпштейн, 1968; Жабин,

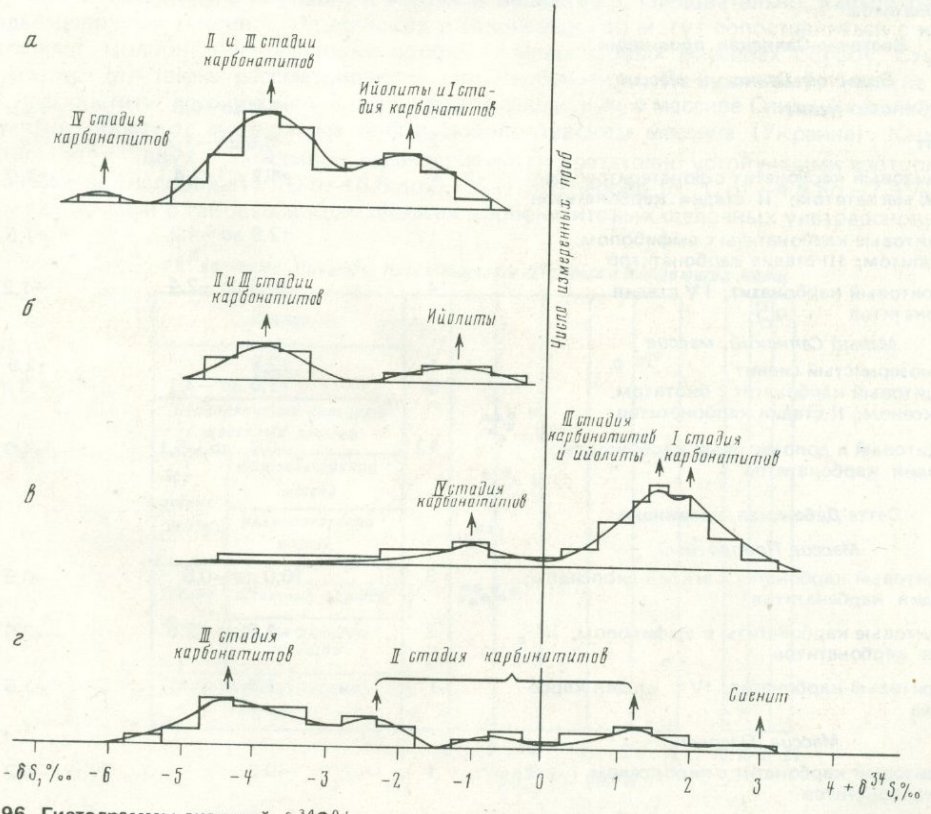


Рис. 96. Гистограммы значений $\delta^{34}S^0/_{00}$ серы сульфидов из карбонатитов Ковдорского (*а*), Вуори-Ярви (*б*), Большого (*в*) и Малого Саянских (*г*) массивов

Таблица 71. Изотопный состав серы сульфидов щелочных пород и карбонатитов (в $\delta S, ‰$)

Порода, из которой выделены сульфиды	Число проб	Пределы колебаний	Максимум на гистограмме
1	2	3	4
Кольско-Карельская провинция			
Ковдорский массив			
Ийолит, волластонитовый ийолит	3	−1,9 до −3,9	−2,0
Диопсид-флогопит-монтичеллитовая, диопсид-флогопитовая, форстерит-апатитовая породы с кальцитом; I стадия карбонатитов	7	−1,4 до −2,6	−2,0
Кальцитовый карбонатит с флогопитом (зеленого цвета), магнетитом, апатитом; II стадия карбонатитов	17	−2,4 до −4,5	−3,8
Кальцитовый карбонатит с тетраферрифлогопитом; III стадия карбонатитов	4	−2,9 до −4,8	−3,9
Доломитовый карбонатит; IV стадия карбонатитов	1	−6,4	−6,4
Массив Вуориярви			
Мельтейгит, карбонатизированный ийолит	3	−1,0 до −2,2	−1,3
Кальцитовый карбонатит с флогопитом (зеленого цвета), магнетитом; II стадия карбонатитов	2	−3,8	−3,8
Кальцитовый карбонатит с амфиболом и примесью позднего доломита; III стадия карбонатитов	3	−4,0 до −4,3	−4,1
Восточно-Саянская провинция			
Большой Саянский массив			
Уртит, ийолит-уртит	3	+1,9 до +0,6	+1,5
Сиенит	2	−0,8 до −1,2	
Кальцитовый карбонатит с форстеритом, биотитом, магнетитом; II стадия карбонатитов	6	+1,2 до +2,4	+2,0
Кальцитовые карбонатиты с амфиболом, флогопитом; III стадия карбонатитов	11	+2,9 до −4,2	+1,5
Анкеритовый карбонатит; IV стадия карбонатитов	4	+0,3 до −2,4	−1,2
Малый Саянский массив			
Крупнозернистый сиенит	1	+2,9	+2,9
Кальцитовый карбонатит с биотитом, пироксеном; II стадия карбонатитов	6	+1,6 до −3,1	1,3 и −2,0
Кальцитовый и доломитовый карбонатиты; III стадия карбонатитов	12	−0,7 до −5,1	−4,0
Сетте-Дабанская провинция			
Массив Поворотный			
Кальцитовый карбонатит с эгирин-диопсидом; I стадия карбанатитов	3	0,0 до −0,5	−0,5
Кальцитовые карбонатиты с амфиболом; III стадия карбонатитов	3	−1,6 до −2,5	−2,0
Анкеритовый карбонатит; IV стадия карбонатитов	1	−1,6	−1,6
Массив Озерный			
Кальцитовый карбонатит с пироксеном, I стадия карбонатитов	1	−0,2	−0,2

Таблица 71 (окончание)

1	2	3	4
Массив Воин			
Кальцитовый карбонатит с биотитом; I стадия карбонатитов	1	+0,6	+0,6
Уральская провинция			
Вишневогорский массив			
Карбонатит со слюдой, реликтами микроклина и альбита	5	−1,6 до −2,9	−2,0

1954). Судя по изотопному составу кислорода, большинство значений которого попадают в интервал $\delta^{18}O$ от + 6,5 до + 7,5‰, рассеянная вкрапленность кальцита и кальцитовые жилы Ильмено-Вишневогорского комплекса сложены веществом глубинного происхождения. Обращает на себя внимание и удивительное постоянство изотопного состава кислорода на всем протяжении 150-километровой полосы. Напомним, что изотопный состав серы сульфидов из кальцитовых жил Вишневогорского массива имеет величины $\delta^{34}S$ (максимум на гистограмме $\delta^{34}S = -2,0$‰), близкие к нулевому значению, за которое принят состав серы в метеоритах (см. табл. 71), а изотопный состав углерода (максимум на гистограмме $\delta^{13}C - 7,3$‰) весьма сходен с типичными карбонатитами из массивов щелочных ультраосновных пород (Гриненко и др., 1970). Выполненный комплекс изотопных исследований показал, что карбонатное вещество (углерод, кислород) и сера сульфидов Ильмено-Вишневогорского комплекса имеют несомненно глубинный источник вещества и, следовательно, кальцитовые породы щелочных массивов Ильменских и Вишневых гор могут сопоставляться с карбонатитами. Подобные кальцитовые породы в миаскитовых массивах Сорроу, Стьернёй (Норвегия) также рассматриваются как карбонатиты. По-видимому, близкие по типу карбонатиты ассоциируют с сиенитами и слюдитами в массиве Сиилиньярви (Финляндия) и образуют автономные тела в Новополтавском массиве (Украина). Карбонатиты этих двух массивов характеризуются достаточно устойчивыми изотопными составами кислорода ($\delta^{18}O$ от +6,6 до 9,7‰) и углерода ($\delta^{13}C$ от −4,8 до −7,9‰), весьма сходными с таковыми классических карбонатитовых щелочных ультраосновных

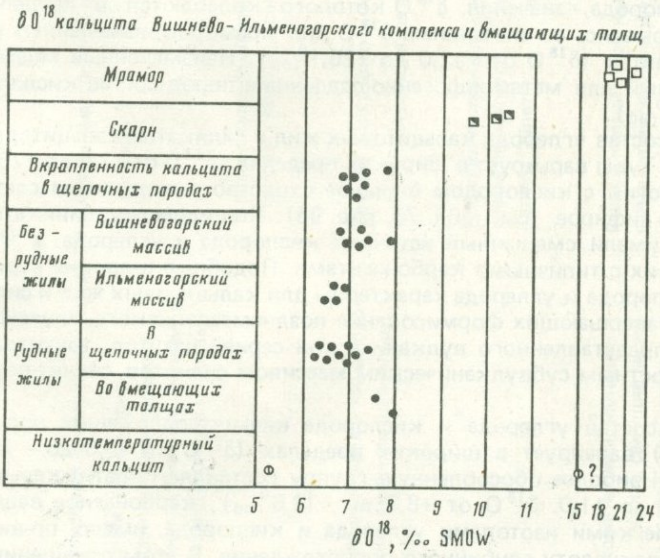


Рис. 97. $\delta^{18}O$‰ кальцита Ильмено-Вишневогорского комплекса и вмещающих толщ

массивов (табл. 73). Отметим, что кальцит мелких прожилков массива Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров) также характеризуется значениями $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ (см. табл. 73), типичными для глубинных образований.

На юго-востоке Тувы кальцитовые жилы и карбонатно-силикатные породы завершают формирование массивов ийолитов, ювитов и эгирин-геденбергитовых фойяитов. Здесь вмещающие карбонатные толщи в контакте со щелочными массивами перекристаллизованы, причем особенно интенсивно переработаны ксенолиты мраморов, заключенные в щелочные интрузивные породы. В них отмечаются новообразования нефелина, пироксена, апатита, иногда полевого шпата. На заключительных стадиях формирования массивов широкое развитие получили существенно кальцитовые породы. Формирование кальцитовых линз, жил, реже штокообразных тел сопровождалось интенсивным изменением ийолитов и фойяитов с образованием вторичных силикатно-кальцитовых пород нефелин-пироксен-кальцитового, нефелин-кальцитового и магнетит-биотит-кальцитового составов. В кальците из таких пород отмечается повышенная примесь железа, бария и редких земель. В то же время концентрации в нем магния и циркония низкие, а ниобий и вовсе не обнаружен (см. табл. 69, ан. 8). В отличие от кальцита силикатно-кальцитовых пород кальциты мраморов характеризуются отсутствием циркония, фосфора, ниобия и редких земель. Одновременно содержание в них магния на порядок превышает кларковое (см. табл. 69, ан. 10). Кальцит же кальцифиров по составу занимает промежуточное положение между кальцитом силикатно-кальцитовых пород и мраморов (см. табл. 69, ан. 9).

Выявлены определенные отличия между составами силикатно-кальцитовых пород и мраморов. В целом силикатно-кальцитовые породы Тувы характеризуются повышенными против кларковых (Виноградов, 1962) содержаниями фосфора, титана, марганца и ниобия (табл. 74, ан. 3). Цирконий в этих породах присутствует в кларковых количествах; повышенные по сравнению с кларковыми содержания редкоземельных элементов фиксируются лишь в кальцитовых жилах. Что же касается мраморов, то фосфор, цирконий и ниобий в них отсутствуют, а содержания титана, марганца, бария и редких земель значительно ниже кларковых (см. табл. 74, ан. 6). Концентрации всех элементов, за исключением ниобия, несколько возрастают в кальцифирах (см. табл. 74, ан. 5), представляющих собой продукты метасоматической переработки мраморов под влиянием щелочных интрузивов.

Наиболее детально изучен изотопный состав кислорода кальцитов силикатно-кальцитовых пород Баянкольского, Чикского и Дахунурского массивов (табл. 75). Несколько определений выполнено для кальцитов Харлинского массива. Оказалось, что кальцит силикатно-кальцитовых пород всех изученных массивов обогащен тяжелым изотопом кислорода, значения $\delta^{18}O$ которого колеблются в пределах от +13,5 до 17,9‰, перекрываясь со значениями $\delta^{18}O$ для мраморов, измененных в зонах контактов и в ксенолитах ($\delta^{18}O$ от +12,0 до +26,1‰). Неизмененные мраморы имеют достаточно обычный для метаморфогенно-осадочных пород состав кислорода ($\delta^{18}O$ от + + 19,4 до +26,0‰).

Изотопный состав углерода кальцитовых жил и силикатно-кальцитовых образований Юго-Восточной Тувы варьирует в широких пределах ($\delta^{13}C$ от +2,5 до +26,1‰), обнаруживая по аналогии с кислородом большое сходство с изотопным составом углерода скарнов и кальцифиров (см. табл. 75, рис. 95). По-видимому, силикатно-кальцитовые породы Тувы имели смешанный источник кислорода и углерода, а это не позволяет отождествлять их с типичными карбонатитами. Подобные широкие вариации изотопного состава кислорода и углерода характерны для кальцитовых жил и силикатно-кальцитовых пород, завершающих формирование позднемезозойского Улугейского комплекса Монголии, представленного вулканической серией латитов, трахитов, трахидацитов и близповерхностным субвулканическим массивом сиенитов, сиенит-порфиров и граносиенитов.

Изотопный состав углерода и кислорода кальцитсодержащих пород Улугейского массива (МНР) варьирует в широких пределах ($\delta^{13}C$ от −0,6 до −14,5, δ^{18} от +8,1 до +30,9‰). Наиболее обособленную группу составляют апатит-кальцитовые породы ($\delta^{13}C$ от −7,3 до 11,0, $\delta^{18}O$ от +8,3 до +12,8‰), карбонатное вещество которых, обогащенное легкими изотопами углерода и кислорода, имело, по-видимому, своим источником углекислоту глубинного происхождения. В этом отношении апатит-кальцитовые породы можно параллелизовать с карбонатитами. В образовании карбонатного

Таблица 72. Изотопный состав кислорода кальцита Вишневогорского, Ильменогорского массивов и вмещающих толщ

Порода, из которой выделен кальцит				Номер образца	$\delta^{18}O^{0}/_{00}$	Максимальное отклонение от $\delta^{18}O^{0}/_{00}$
Вишневогорский массив						
Кальцитовые мраморы вмещающих толщ (вишневогорская свита), южный берег оз. Сунгуль				242	19,3 (4)	± 0,0
				243	18,4 (3)	± 0,4
				244	23,7 (3)	± 0,2
				245	19,2 (2)	± 0,2
Диопсидовый скарн, мощность до 20 см (вишневогорская свита) северо-западный контакт				157	9,6 (2)	± 0,2
Мелкая, равномерно рассеянная вкрапленность кальцита, нередко ксеноморфного, в щелочных породах	В миаскитах	Карьер "Шпат"		217	7,3 (4)	± 0,2
		Гора Потанина		175	7,3 (4)	± 0,1
		То же		172	7,2 (2)	± 0,1
	В биотит-полевошпатовых, амфибол-биотит-полевошпатовых породах, слюдитах, гора Потанина			180а	7,4 (4)	± 0,3
				192	7,4 (3)	± 0,3
				169	7,5 (2)	± 0,0
				196	7,9 (3)	± 0,2
Безрудные кальцитовые прожилки, секущие щелочные породы	Слюдит с кальцитом, гора Потанина			187	7,0 (2)	± 0,0
	Биотит-полевошпатовые породы, гора Потанина			180б	7,4 (3)	± 0,0
				190	7,3 (4)	± 0,2
	Нефелин-полевошпатовые пегматиты, карьер "Шпат"	Кальцитовая жила с биотитом в миаските	Центр	216	6,9 (3)	± 0,3
			Эндоконтакт	215	8,0 (3)	± 0,1
		Кальцитовая жила		218	7,3 (3)	± 0,1
Редкометальные кальцитовые жилы, секущие миаскиты седловидной залежи (северная часть Вишневогорского массива)	Раздув кальцитовой жилы в миаските (образцы взяты от висячего контакта через центр жилы к лежачему контакту с миаскитом)			110	7,3 (5)	± 0,3
				111	7,0 (3)	± 0,1
				112	7,1 (2)	± 0,0
				113	6,9 (2)	± 0,3
	Субпараллельные кальцитовые жилы			122	6,5 (4)	± 0,3
				124	6,5 (2)	± 0,4

Таблица 72 (окончание)

Порода, из которой выделен кальцит		Номер образца	$\delta^{18}O‰$	Максимальное отклонение от $\delta^{18}O‰$
	Кальцитовый цемент брекчии миаскитов	95	7,5 (3)	± 0,4
	Милонитизированные кальцитовые жилы	116	6,4 (6)	± 0,3
Редкометальная кальцитовая жила, юго-западная часть массива		72	6,6 (2)	± 0,1
Кальцитовые жилы, секущие вмещающие породы	Редкометальные кальцитовые жилы	141	7,6 (2)	± 0,1
	Кварц-эгирин-полевошпатовая жила с кальцитом	145	8,0 (3)	± 0,1
		158	5,3 (2)	± 0,0
	Крупный полупрозрачный кальцит, заполняющий трещины	161	16,4 (2)	± 0,1
Ильменогорский массив				
Форстерит-диопсидовые кальцифиры и скарны (западный берег оз. Ишкуль)		48	10,5 (2)	± 0,1
		49	10,2 (3)	± 0,1
Безрудные кальцитовые жилы с биотитом в миаскитах		10	6,8 (2)	± 0,2
		19	6,9 (2)	± 0,1
		23	6,6 (2)	± 0,1
		45	7,0 (2)	± 0,1

Таблица 73. Изотопный состав кислорода и углерода кальция щелочных массивов

Характеристика образца	Номер образца	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰
Массив Новополтавский, Украина			
Кальцит из кальцитовых карбонатитов	217/18	+ 8,5	– 7,7
Кальцит розового цвета из кальцитового карбонатита	291/15	+ 6,6	– 7,9
Кальцит белого цвета из кальцитового карбонатита	271/17а	+ 8,0	– 7,8
	271/17б	+ 8,1	– 6,8
Кальцит с несколько повышенным (~1% по данным спектрального анализа) содержанием магния из кальцитового карбонатита	188/17	+ 8,2	– 6,0
	270/30	+ 9,7	– 7,1
Кальцитовый карбонатит с флогопитом, апатитом, магнетитом, пирротином	У-3	+ 6,6	– 5,8
Массив Сиилиньярви, Финляндия			
Кальцитовая карбонатитоподобная порода с биотитом, апатитом	39ф	+ 7,5	– 5,2
Кальцитизированный слюдит	40ф	+ 8,7	– 4,8
Массив Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров			
Прожилки кальцита в альбитизированном пегматите нефелинового сиенита	5-430	+ 7,3	– 5,3

вещества вулканических пород, брекчий с карбонатным цементом, разнообразных вторичных карбонатов принимала, по-видимому, участие как тяжелая (осадочного происхождения), так и легкая (биогенная) углекислота. Именно разнообразие и определило широкие вариации изотопного состава углерода и кислорода кальцитсодержащих пород Улугейского массива.

Анализ полученных результатов показывает, что среди карбонатсодержащих пород, завершающих формирование щелочных массивов, встречаются образования, источник вещества которых имеет разное происхождение. Наиболее сложный состав имеют силикатно-карбонатные породы, завершающие формирование массивов геденбергитовых фойяитов с ийолитами и уртитами Юго-Восточной Тувы, а также массивов сиенитов и граносиенитов Улугейского массива МНР. Широкие вариации изотопного состава кислорода и углерода позволяют предполагать, что в их составе присутствует вещество разного происхождения. Для тувинских образований предполагается коровый либо смешанный источник кислорода и углерода. В монгольских образцах наряду с углеродом и кислородом корового происхождения, причем не только осадочного, но, по-видимому, и биогенного, фиксируются также углерод и кислород глубинной природы.

Изотопные составы кислорода и углерода кальцитовых пород, завершающих формирование массивов щелочных ультраосновных массивов, миаскитовых комплексов, а иногда образующих самостоятельные тела типа Новополтавского (Украина), варьируют в значительно более узких пределах ($\delta^{18}O$ от +6,6‰ до +9,7‰; $\delta^{13}C$ от –4,8 до –7,9‰), находясь в одном ряду значений, близких полю первичных изверженных карбонатитов по Тейлору (Taylor et al., 1967). Отдельные щелочные серии и провинции имеют более узкий диапазон вариаций изотопного состава кислорода и углерода. Так, кальцитовые карбонатиты из массивов щелочных ультраосновных пород по изотопному составу кислорода попадают в интервал значений $\delta^{18}O$ от +3,0 до +8,7‰, причем максимальное количество цифр приходится на еще более узкий интервал значений $\delta^{18}O$ от +6,5 до +7,5‰ при среднем значении +6,9‰ относительно стандарта SMOW. Практически изотопный состав кислорода и углерода кальцитовых карбонатитов из массивов различных щелочных серий идентичен и не зависит от того, в каких геологоструктурных, а следовательно, и физико-химических условиях, а также в какой период времени (исследованный интервал 1900–120 млн. лет) они образовались.

Таблица 74. Среднее содержание элементов-примесей в карбонатитах силикатно-карбонатных породах и вмешающих мраморах (в г/т)

Серия	Порода	Номер анализа	Ti	Mg
Щелочных ультраосновных пород	Кальцитовые карбонатиты I стадии (96)	1	5720	23940
	Кальцитовые карбонатиты II стадии (88)	2	2780	14520
Эгирин-геденбергитовых фойяитов, йолитов с силикатно-карбонатными породами	Силикатно-карбонатные породы (5)	3	8225	14750
	Жильный кальцит (8)	4	2000	3880
	Кальцифиры и ксенолиты мраморов (8)	5	1590	8655
	Вмещающие мраморы	6	310	1757

Примечание. Ан. 1 и 2 — по В.С. Самойлову (1977); ан. 3–6 выполнены З.В. Кортман и Ф.И. Суминой в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР методом испарения в дуге постоянного тока на кварцевом спектрографе СП-287.

На рис. 98 отражены результаты сопоставления по изотопии кислорода карбонатитов разных массивов и силикатных пород. Четко обозначаются узкие диапазоны значений $\delta^{18}O$ для отдаленных друг от друга массивов, полученные разными авторами в разное время: для кальцитовых карбонатитов от +6,5 до +9,0‰; для щелочных пород в целом от +7,5 до +9,5‰; для некоторых мономинеральных фракций щелочных пород от +5,0 до +7,5‰.

Некоторые колебания изотопного состава кислорода кальцитовых карбонатитов одного отдельно взятого массива можно рассматривать как следствие процессов вторичного изменения. Вместе с тем малые изотопные вариации для кальцитовых карбонатитов различных отдаленных друг от друга массивов и их близкое сходство с изотопным составом кислорода щелочных пород этих массивов, несомненно, имеют отношение к петрогенезису.

Указанные диапазоны значений $\delta^{18}O$ близки к таковым для минеральных фракций (пироксенов, полевых шпатов) изверженных горных пород, в частности, разностей, характерных для щелочных пород (от +5,5 до +8,8‰), полученных разными авторами (Garlick, 1966; Донцова, Милевский, 1967).

На основе экспериментальных работ О'Нила и Тейлора (O'Neil, Taylor, 1969) было показано, что при температурах 700–800° кальцит и полевой шпат имеют почти идентичные отношения $^{18}O/^{16}O$, если при формировании пород достигнуто изотопно-кислородное равновесие. Это положение отвечает и наблюдаемому распределению изотопов кислорода в рассматриваемых объектах. По-видимому, фракционирование изотопов кислорода между минералами пород рассматриваемых щелочных массивов, включая кальциты, близко к тому, которое можно было бы ожидать, если бы минералы находились в равновесии при магматических температурах, а посткристаллизационный обмен имел ограниченные масштабы.

Изотопный состав серы сульфидов изучен только из карбонатитов массивов щелочных ультраосновных пород и массивов миаскитов (в массивах эгирин-геденбергитовых фойяитов с йолитами и уртитами Тувы сульфидов не обнаружено) и варьирует в целом в пределах 10‰ от −6,4‰ до +3,0‰, хотя отдельные щелочные провинции имеют, как и в случае изотопного состава кислорода и углерода, более узкий диапазон вариаций (рис. 99).

Близость изотопного состава серы сульфидов из массивов, отличающихся региональной спецификой и находящихся друг от друга на большом расстоянии, и незначительное отличие его от метеоритной серы согласуется с предположением об ювениальном источнике вещества щелочных пород и газовых эманаций, образовавших собственно карбонатиты. Некоторые отклонения средних значений $\delta^{34}S$ сульфидной серы карбонатитовых массивов от метеоритного уровня могут быть вызваны фракционированием изотопов этого элемента в процессе отделения эманаций от магмы и отложения сульфидов (Гриненко и др., 1970).

Исходя из положения, что сера сульфидов карбонатитов имеет глубинный источник,

Mn	Fe	Sr	Ba	P	Zr	Nb	TR
2464	47592	4250	1170	12232	884	151	1071
2233	44640	5610	540	152268	312	1184	1318
1426	37000	2420	850	13820	190	65	100
1750	28000	4800	380	6420	0	0	280
1000	2744	3827	1218	2270	30	0	323
357	3064	470	170	0	0	0	20

Таблица 75. Изотопный состав кислорода и углерода кальцитов из карбонатно-силикатных пород и вмещающих толщ Юго-Восточной Тувы

Порода, из которой выделен кальцит	Номер образца	$\delta^{18}O‰$	$\delta^{13}C‰$
Харлинский массив			
Кальцит фойяит-пегматитов	1186	17,2	– 1,6
	1190	16,5	– 1,5
Жильные кальцит-силикатные породы в ийолитах	971	15,4	0,0
Баянкольский массив			
Кальцитовые жилы и линзы в нефелиновых сиенитах	00187	13,8	– 2,8
	00240	15,3	– 2,7
Кальцитизированный ювит	00296	13,8	– 4,6
Перекристаллизованный мрамор зоны контакта	0058	24,1	– 2,5
Кальцифир с апатитом	IБи	26,1	– 3,2
Мрамор черного цвета с графитом	8–339	19,4	Не опр.
То же белого цвета с графитом	8–338	19,9	"
Чикский массив			
Кальцит-нефелиновые породы в ийолитах	719	14,7	– 0,9
Линза кальцита среди ийолитов	2683/5	16,4	– 2,0
Перекристаллизованные ксенолиты мрамора с новообразованиями нефелина, пироксена, апатита	2686/6	15,3	Не опр.
	2682/5	15,0	"
Мрамор белого цвета с графитом	109	26,0	"
То же серого цвета	2693	23,2	"
" с примесью доломита	77	22,0	"
Дахунурский массив			
Силикатно-кальцитовые породы, замещающие ийолиты	2549	15,5	– 2,4
	2525	16,4	– 1,6
	1617/4	15,3	Не опр.
Жилы и линзы кальцита в пироксенитах	8–82	17,9	– 6,1
	8–85	Не опр.	– 4,8
Измененный ксенолит мрамора	8–98	13,5	– 2,9
Кальцифиры с пироксеном, нефелином	2515	14,2	Не опр.
	275	15,9	"
Мрамор с графитом и единичными зернами доломита	8–144	22,6	– 1,5

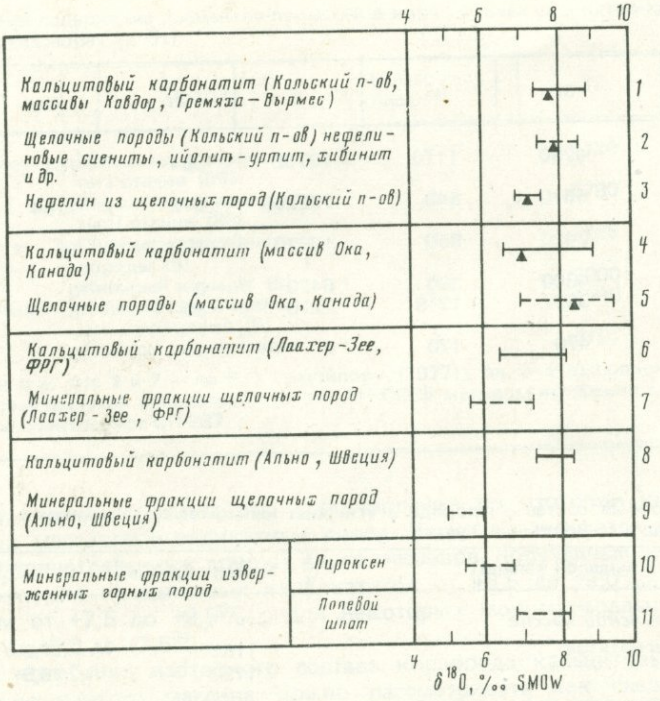


Рис. 98. Изотопный состав кислорода щелочных пород и связанных с ними карбонатитов (по Кононовой с соавт., 1979)

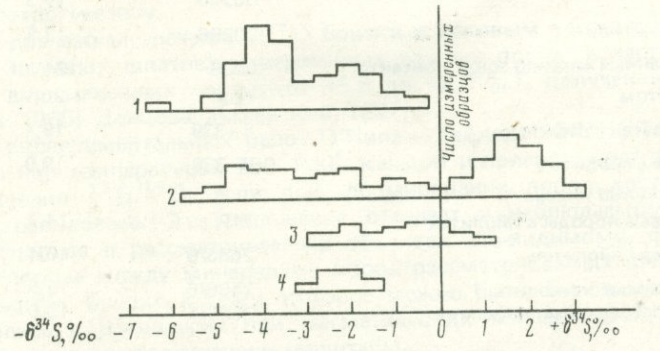


Рис. 99. Гистограммы значений $\delta^{34}S^{0}/_{00}$ серы сульфидов из карбонатитов Кольско-Карельской (*1*), Восточно-Саянской (*2*), Сетте-Дабанской (*3*), Уральской (*4*) провинций

а различия в изотопном составе вызваны процессами переноса и отложения, можно сделать вывод о различии окислительно-восстановительных условий при формировании разных карбонатитовых массивов. В частности, сульфиды массивов Кольского полуострова и Вишневых гор, показавшие обогащение изотопом ^{32}S, по-видимому, образовались из эманаций, сера в которых более чем наполовину находилась в окисленной форме, вследствие чего сульфиды обогатились изотопом ^{32}S. Как показывают диаграммы полей устойчивости различных форм серы при разных температурах, более высокая температура, щелочная среда и высокий окислительно-восстановительный потенциал способствуют образованию окисленных форм серы.

Наблюдаемая на всех массивах общая тенденция обогащения сульфидов поздних стадий изотопом ^{32}S свидетельствует о постепенном повышении окислительного потенциала эманаций или растворов, отлагающих сульфиды, к конечным стадиям

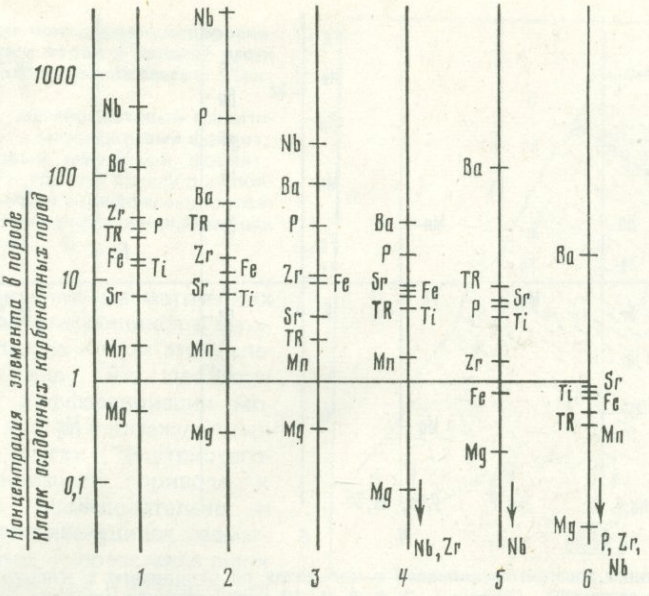


Рис. 100. Содержание элементов-примесей в карбонатитах, силикатно-кальцитовых породах и вмещающих толщах по отношению к кларку осадочных карбонатных пород. Цифры 1—6 соответствуют номерам анализов табл. 74. Стрелка, направленная вниз, — содержание элемента ниже чувствительности метода

карбонатитового процесса. При благоприятных условиях из окисленных соединений серы образуются сульфатсодержащие минералы.

В некоторых обобщающих работах приводятся данные о значительно более широком интервале значений изотопного состава кислорода карбонатитов. Это объясняется, с нашей точки зрения тем, что к карбонатитам отнесены разнообразные объекты. Критерием для отнесения пород к карбонатитам иногда служат лишь несколько повышенные содержания редких элементов, что нельзя признать вполне достаточным аргументом. Так, к карбонатитам относят силикатно-кальцитовые породы тувинских массивов, хотя концентрации в них TR, Zr, Nb и Sr ниже, чем в карбонатитах щелочных ультраосновных массивов (см. табл. 74, рис. 100), однако превышают соответствующие кларки для осадочных карбонатных пород. Между тем в тувинских массивах не встречены практически значимые концентрации редких элементов, а карбонатное вещество, по-видимому, заимствовано в значительной степени из вмещающих толщ. В этой связи, следуя классическому определению Бреггера, силикатно-кальцитовые породы не следует отождествлять с карбонатитами. Для разбраковки различных генетических групп кальцитосодержащих пород, значительно более информативен состав кальцитов (см. табл. 69; рис. 101). В кальцитах карбонатитов, сопровождающих массивы щелочных ультраосновных пород и миаскитов, источники которых, судя по изотопным данным, имеют глубинное происхождение, отмечены повышенные концентрации примесей редких элементов (выше кларка осадочных карбонатных пород). Кальцит же силикатно-кальцитовых пород Тувы обогащен барием, стронцием, как и вмещающие мраморы, но отличается от них повышенными содержаниями также фосфора, редких земель и в меньшей степени железа. В то же время концентрации Nb и Zr в нем сопоставимы с таковыми в кальцитах кальцифиров и мраморов (см. рис. 100—101). Отсюда следует, что состав элементов-примесей в кальцитах, как и изотопный состав, достаточно информативен для диагностики собственно карбонатитов.

Данные по изотопии кислорода изученных нами редкометальных карбонатитов, как и большинство данных по разрабатывавшимся на редкие элементы массивам мира (Ока, Луэш, Ально, Фен и др.), попадают в узкий интервал значений, который с небольшими отклонениями соответствует значениям, принятым для первичных изверже-

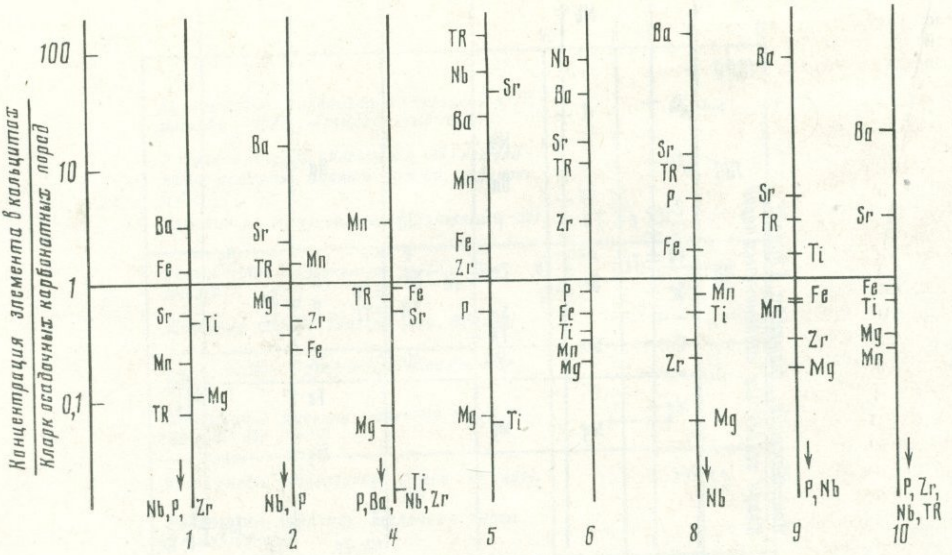


Рис. 101. Содержание элементов-примесей в кальцитах по отношению к кларку осадочных карбонатных пород (ln масштаб). Цифры 1, 2, 4, 6, 9, 10 соответствуют номерам анализов в табл. 69. Стрелка, направленная вниз — содержание элемента ниже чувствительности метода

ных карбонатитов. Однако наряду с редкометальными карбонатитами в интервал $\delta^{18}O$ от +6 до +9‰ попадают и некоторые безрудные кальцитовые породы, в частности, связанные с массивами щелочных основных пород. Так, $\delta^{18}O$ кальцита массива Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров) составляет +7,3‰, что позволяет заключить, что источник слагающего его вещества также был глубинным. Не обсуждая вопрос, стоит ли подобные мелкие кальцитовые прожилки относить к карбонатитам, подчеркнем, что в них, да и вообще в массивах калиево-натриевых щелочных основных пород, практически значимых концентраций редких элементов пока не встречено. В этой связи очевидно, что для оценки практической значимости кальцитовых пород важно учитывать как источники вещества, так и принадлежность к определенным магматическим сериям. Концентрации ниобия и некоторых других редких элементов, представляющие практический интерес, известны только в карбонатитах массивов щелочных ультраосновных пород, массивов миаскитов либо в карбонатитах, образующих автономные тела в толщах гнейсов.

ПРОЦЕССЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

Разнообразие магматических серий пород во многом определяется процессами магматической дифференциации. Учитывая современные данные о значительных глубинах (до 100 км) зарождения первичных щелочных магм, приходится допускать, что процессы дифференциации протекали в большом диапазоне глубин на различных глубинных уровнях. Хотя главные регулирующие механизмы дифференциации — кристаллизация, гравитация, ликвация, газовый перенос — остаются неизменными на всех этих уровнях, доля их участия, как и влияние других факторов на ход процессов дифференциации в разноглубинных магматических резервуарах, меняется. Условно могут быть выделены три типа последних — наиболее глубинные резервуары в области зарождения щелочных расплавов, промежуточные очаги и камеры плутонов. Процессы дифференциации в первичных магмах, о которых можно судить лишь косвенно, используя главным образом экспериментальные данные, а также информацию по глубинным ксенолитам, рассмотрены кратко в первом разделе настоящей главы. Здесь лишь подчеркнем, что именно они определяют в значительной мере состав родоначальных расплавов щелочных магматических серий. Изучая современные эрозионные срезы интрузивов и вулканических построек, удается реконструировать процессы дифференциации,

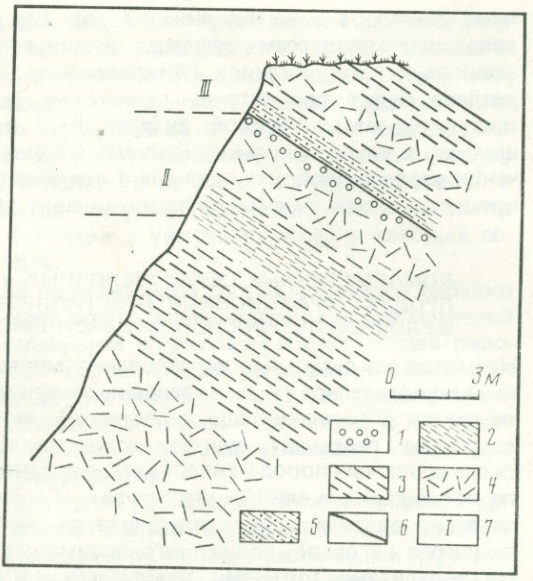


Рис. 102. Строение полнодифференцированной слоистой серии пород в средней части полосчатого комплекса Баянкольского массива

1 — ювит; *2* — меланократовый трахитоидный фойяит; *3* — мезократовый фойяит; *4* — лейкократовый массивный фойяит; *5* — малиньит; *6* — граница между прослоями; *7* — номера неполнодифференцированных (*I*, *III*) и полнодифференцированных (*II*) слоистых серий

которые протекают в магматических резервуарах, располагающихся в верхних частях литосферы. При этом следует иметь в виду, что процессы магматической дифференциации могут протекать как в промежуточных магматических очагах ("внутриочаговая" дифференциация), приводя к возникновению последовательно и закономерно развивающихся комагматичных пород, представляющих интрузивные фазы, так и на еще более высоких уровнях — в магматических камерах ("внутрикамерная" дифференциация), обусловливая расслоенность, полосчатость пород и зональное строение массивов.

Процессы "внутриочаговой" дифференциации достигали заметных масштабов и обусловили возникновение многофазных интрузивов, сложенных как гипо- и мезоабиссальными щелочными сериями пород, так и их вулканогенными эквивалентами. Об этом можно судить, хоть и косвенно, по эволюции составов пород последовательно образующихся интрузивных фаз многофазных щелочных массивов, а также по изменению состава продуктов эффузивной деятельности. Процессы "внутриочаговой" дифференциации в значительной мере определили состав щелочных ультраосновных и щелочных основных серий пород. В меньшей степени их воздействие проявилось в сериях щелочных средних (сиенитоидных пород).

Процессы "внутрикамерной" дифференциации (их результат можно нередко наблюдать в современных эрозионных срезах интрузивов) играют большую роль в образовании гипо- и мезоабиссальных щелочных серий. Наиболее активное влияние они оказали на состав серий щелочных средних (сиенитоидных) пород, хотя их проявления отмечалось и в щелочных ультраосновных, щелочных основных сериях. Как было показано ранее, при взаимодействии фонолитового расплава с вмещающими толщами процессы "внутрикамерной" дифференциации вызвали появление таких серий пород, как фойяит, ювит, ийолит-уртит краевых блоков платформы и срединных массивов, пуласкит, фойяит, мариуполит срединных массивов и некоторых других. Процессы "внутрикамерной" кристаллизационной дифференциации привели к образованию расслоенной серии пород (уртит—фойяит—луяврит) Ловозерского массива, а также двух- и трехчленных пачек пород в Баянкольском массиве (Кононова, 1962), представленных меланократовыми и лейкократовыми эгирин-геденбергитовыми фойяитами, ювитами, полевошпатовыми уртитами (рис. 102). Во многих щелочных сериях наблюдается расслоенность, обусловленная чередованием прослоев пород, различающихся лишь по количественному соотношению темноцветных и светлых минералов. В частности, такая расслоенность присуща силлам тешенитов, щелочным габброидам, мелилитовым породам, ийолитам и другим породам семейства ультраосновных фоидолитов.

В настоящее время реальность существования магматической дифференциации, по-видимому, не вызывает сомнений, учитывая детальность исследований, выполненных за последние полвека (The evolution..., 1979). Ее проявление в магматических сериях фиксируется закономерной сменой минеральных парагенезисов, взаимосвязанной с изменением состава зональности, полосчатых текстур, ритмичной слоистости. Однако в приложении к конкретным геологическим объектам продолжают дискутироваться такие вопросы, как механизм процесса, доля участия различных физико-химиче-

ских факторов и их влияние на ход дифференциации. Отдельные аспекты проблем, связанных с процессами дифференциации, затрагивались авторами в главах 2 и 3, также в специальных публикациях (Андреева и др., 1982; Кононова и др., 1981). В настоящем разделе будут рассмотрены некоторые дискуссионные вопросы, касающиеся роли процессов магматической дифференции в формировании серий калиево-натриевых щелочных ультраосновных, щелочных основных и калиевых щелочных пород. В заключении раздела обобщены данные о влиянии различных физико-химических факторов на процессы магматической дифференциации и на состав щелочных магматических серий.

КОМАГМАТИЧНЫЕ СЕРИИ ЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД — ПРОДУКТ ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ РАСПЛАВОВ

Несмотря на детальные исследования многочисленных интрузивов, сложенных щелочными ультраосновными породами, закономерности формирования этой серии и даже ее состав определены еще недостаточно четко. С одной стороны, вообще подвергается сомнению реальность существования такой серии, поскольку отрицается генетическая связь щелочных пород и гипербазитов и доказывается случайный характер их совместного нахождения в единых структурах (Главнейшие провинции..., 1974). В то же время, согласно другим схемам, предлагается считать, что в массивах типа Сайженского (Витимского нагорья), сложенного преимущественно субщелочными габбро-пироксенитами, тералитами, уртитами, фойяитами, и в массивах уртитов с эгирин-геденбергитовыми фойяитами Юго-Восточной Тувы представлена серия щелочных ультраосновных пород. По каким же признакам можно диагностировать принадлежность пород к щелочным ультраосновным сериям?

Прототипом серии, формировавшейся в гипабиссальных условиях, послужила ассоциация пород, слагающих массив Кугда и ряд других массивов Маймеча-Котуйской провинции. Здесь представлена следующая серия пород с непрерывной сменой минеральных парагенезисов, каждый из которых характеризуется унаследованием по крайней мере одного породообразующего минерала.

Оливинит	*Кугдит*	*Ункомпагрит*	*Турьяит*	*Мельтейгит, ийолит*	*Нефелиновый сиенит*
оливин	оливин	мелилит	мелилит	нефелит	K-Na полевой шпат
+	+	+	+	+	+
титаномагнетит	мелилит	диопсид	нефелин	диопсид-салит	нефелин
±	+	+	+	+	+
перовскит	титаномагнетит	титаномагнетит	диопсид	титаномагнетит	эгирин-диопсид
	±	±	+		
	перовскит	перовскит	титаномагнетит		

Устанавливаются определенные тенденции изменения химизма пород и состава слагающих их породообразующих минералов, подробно рассмотренные в специальной публикации (Кононова и др., 1978). В этой связи остановимся лишь на наиболее принципиальных характеристиках. Так, от ранних фаз к поздним падает основность пород, и величина $\Delta Z^{\circ}_{1200^{\circ}K}$ (Маракушев, 1981) уменьшается от 5,3—4,0 ккал в оливинитах и мелилитовых породах до 2,5—1,8 ккал в нефелиновых и щелочных сиенитах; одновременно увеличивается роль железа по отношению к магнию (табл. 77). Агпаитность, за исключением титаномагнетитовых оливинитов с очень большим содержанием Fe-Ti окисных минералов, равна или выше единицы, при этом обращает внимание высокая агпаитность мельтейгитов, кугдитов, оливиновых мельтейгит-порфиров (близповерхностные образования), что подчеркивает родство оливинсодержащих и безоливиновых разностей пород массива Кугда.

Все породы серии сложены трех- и четырехминеральными парагенезисами, в составе которых участвуют в разных сочетаниях одни и те же шесть главных породообразующих минералов: оливин, мелилит, пироксен, нефелин, Fe-Ti окисные минералы, щелочной полевой шпат. Из второстепенных минералов характерны перовскит, флогопит, иногда появляется титанит. Намечаются общие тенденции изменения состава породообразующих минералов в зависимости от состава пород и сопутствующего минерального пара-

генезиса. Естественно, что наиболее четко эти тенденции проявляются у минералов с более простой схемой изоморфизма (изовалентный изоморфизм в оливине и нефелине). Так, возрастает содержание железистой составляющей в оливине, мелилите и Fe-Ti окисных минералах и эгириновой составляющей в пироксене. Общее нарастание содержания калия в поздних дифференциатах проявляется в увеличении содержания калиевой составляющей в нефелине ийолитов и других бесполевошпатовых пород, а затем в появлении существенно калиевого полевого шпата в фельдшпатоидных[1] и щелочных сиенитах. В мелилититах турьяитов нарастает доля натрового мелилита (до 30%) по сравнению с мелилитом из кугдитов и ункомпагритов, в которых содержание натрового мелилита не превышает 20%.

Обращает на себя внимание, что со сменой парагенезисов состав минералов нередко изменяется скачкообразно, особенно если сравнивать крайние члены комагматичной серии. Так, резко отличается высоким содержанием эгириновой составляющей пироксен и низким содержанием кальсилитовой составляющей нефелин нефелиновых сиенитов от однотипных минералов во всех других породах серии. По высокому содержанию магния и титана обособились окисные минералы Fe и Ti оливинитов и оливин-мелилитовых пород. Высокое содержание кальсилитовой составляющей характерно для нефелинов порфировидных оливиновых мельтейгитов.

Различия в составе сквозных породообразующих минералов сложно дифференцированных серий привлекаются иногда для доказательства гетерогенности ассоциирующихся пород, что, по-видимому, неверно. Минералы из пород с различными парагенезисами должны отличаться по составу вследствие различия состава расплавов, из которых они кристаллизовались. В этой связи признаками генетического родства комагматичной серии может служить единая направленность изменения состава минералов, увязывающаяся с изменением состава ассоциирующихся пород.

Помимо особенностей петрогеохимии и минерального состава щелочных и ультраосновных пород, комагматичность, генетическое родство и принадлежность их к единой магматической серии подтверждают и результаты физико-химических экспериментов, которые помогают в то же время понять физико-химические условия образования вулканических и интрузивных серий, причины различия составляющего их набора пород.

Как известно, подсчеты средних составов пород Маймеча-Котуйской и Кольско-Карельской провинций (Егоров, 1969, Орлова, 1963) показали сходство этих составов с породами типа фельдшпатоидных пикритов или оливиновых меланефелинитов. Магмы подобного состава, как полагают большинство петрологов (Green, Ringwood, 1967; Kushiro, 1969; Bultitude, Green, 1971), генерируются при процессах частичного плавления верхней мантии в присутствии воды и углекислоты. Первые экспериментальные работы по породам типа оливиновых меланефелинитов были выполнены Н. Боуэном (Bowen, 1922), изучившим систему нефелин—диопсид. Позднее эта система была детально изучена и со значительными дополнениями опубликована Д. Шерером и др. (Schairer et al., 1962). Новые результаты подтвердили вывод Н. Боуэна о том, что из жидкости, отвечающей по составу смеси нефелина и диопсида, первым кристаллизуется оливин. В дальнейшем он реагирует с расплавом с образованием диопсида и мелилита.

В 1964 г. была изучена система нефелин—форстерит—ларнит—окись кремния (Schairer, Yoder, 1964), названная "расширенный базальтовый тетраэдр". Сходство составов минеральных фаз (форстерит, диопсид, мелилит, близкий акерманиту, нефелин с высоким содержанием нефелиновой составляющей) в природных объектах и экспериментальных системах позволяет использовать лабораторные результаты для обсуждения наблюдавшихся в природе эмпирически устанавливаемых закономерностей. Недосыщенная кремнекислотой часть этой системы — тетраэдр Ne—Fo—Ak—Di — практически включает бóльшую часть парагенезисов минералов, наблюдавшихся в природе в щелочных ультраосновных массивах (рис. 103, *а*). Только продукты последних интрузивных фаз, представленных нефелиновыми и щелочными сиенитами, выходят за рамки "расширенного тераэдра", попадая в тетраэдр Di—Ne—Ks—SiO_2 (рис. 103, *б*), основанием которого служит "петрогенетическая система с остаточными расплавами" (система Ne—Ks—SiO_2). В частности, рассчитанные на нормы по американской системе

[1] С появлением существенно калиевой минеральной фазы (полевой шпат) содержание кальсилитовой составляющей в нефелине падает.

Таблица 77. Химический (в вес.%), количественно-минеральный (в об.%) и нормативный (CIPW) составы пород массивов Кугда, Одихинча и Сона

Компоненты	Средний состав пород Маймеча-Котуйской провинции	Оливинит		Мелилитовый оливинит
		2 (221)	3 (222)	4 (205)
SiO_2	37,60	15,36	30,90	26,72
TiO_2	1,63	7,50	3,00	3,65
Al_2O_3	5,00	0,77	0,44	1,65
Fe_2O_3	6,84	34,10	10,39	17,80
FeO	7,71	14,37	10,70	15,65
MnO	Не опр.	0,09	0,22	0,27
MgO	26,20	26,05	38,33	30,40
CaO	7,72	0,93	3,89	3,75
Na_2O	1,85	0,07	0,75	0,26
K_2O	0,92	0,038	0,22	0,05
$\Delta Z^{\circ}_{1200^{\circ}K}$, ккал	Не опр.	4,178	5,366	4,815
(Na + K)/Al	"	0,250	3,506	0,312
(ΣFe + Mn)/(ΣFe + Mg + Mn)	"	0,494	0,229	0,371
Оливин	"	61,4	74,6	64,4
Fe-Ti окисные минералы	"	36,8	21,3	26,6
Перовскит	"	1,8	4,1	3,3
Слюда	"	Ед. зерна	0,0	0,0
Мелилит	"	0,0	0,0	5,7
Нефелин	"	0,0	0,0	0,0
Пироксен	"	0,0	0,0	0,0
Амфибол	"	0,0	0,0	0,0
Апатит	"	0,0	0,0	0,0
Титанит	"	0,0	0,0	0,0
Полевой шпат	"	0,0	0,0	0,0
Монтичеллит	"	0,0	0,0	Ед. зерна
ap	0,8	0,0	0,8	0,0
il	2,3	13,7	4,6	6,9
lc	3,4	0,0	0,7	0,0
or	0,0	0,0	0,0	0,0
ne	6,3	0,2	0,4	1,1
ab	0,0	0,0	0,0	0,0
mt	7,6	23,9	10,3	25,6
hm	0,0	16,3	0,0	0,0
ac	0,0	0,0	3,7	0,0
an	0,2	1,8	0,0	3,3
cs-ln	1,1	0,1	4,1	4,3
di	32,9	0,0	0,0	0,0
ol	45,3	44,0	75,4	58,8
wo	0,0	0,0	0,0	0,0

Анализы выполнены по материалам Кононовой В.А. в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР; аналитики: Е.И. Ломейко (ан. 4,7, 8,9–12,16) В.М. Некрасова (ан. 15). В скобках приведены номера образцов.

CIPW химические анализы массивов Кугда, Одихинча и Сона попадают в несколько сечений этих тетраэдров.

Средний состав пород Маймеча-Котуйской провинции (см. табл. 77, ан. 1) располагается вблизи линии Fo–Di, немного отклоняясь от нее в плоскость Ne–Fo–Di. Оливинит (см. табл. 77, ан. 3) и мелилитовый оливинит (см. табл. 77, ан. 4) распо-

Кугдит		Оливиновый ункомпагрит	Нефелиновый ункомпагрит	Турьяит	Мельтейгит	Йолит
5 (206)	6 (207)	7 (204)	8 (168)	9 (67)	10 (153)	11 (140)
40,27	40,93	40,47	34,51	38,48	42,78	41,28
0,80	0,63	1,19	5,27	2,13	3,74	2,95
2,02	1,83	3,08	4,08	16,30	10,60	13,61
4,40	3,78	3,61	9,56	5,07	8,76	7,30
4,49	3,59	4,98	7,24	3,92	3,87	4,53
0,08	0,10	0,08	0,18	0,15	0,16	0,12
20,20	16,77	13,47	10,22	4,64	7,67	8,11
25,93	30,30	30,33	24,69	16,84	12,81	12,41
1,63	1,70	1,81	2,37	8,57	5,70	6,00
0,08	0,08	0,15	0,58	2,51	3,02	3,41
4,988	4,522	4,818	4,183	4,074	3,593	3,985
1,350	1,556	1,000	1,100	1,031	1,203	1,000
0,193	0,192	0,255	0,528	0,510	0,465	0,437
27,3	29,5	17,3	2,1	0,0	0,0	0,0
6,5	5,0	6,0	20,0	3,2	4,4	5,7
		2,5		4,1	4,9	4,3
0,0	0,0	0,5	4,3	1,3	0,0	0,8
62,9	56,3	55,4	54,5	55,5	0,0	0,0
0,0	0,0	0,0	1,0	33,4	28,7	37,0
0,0	0,0	18,3	18,1	1,8	74,6	51,6
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,4	0,6
0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,4	Ед. зерна
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
3,3	9,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,3	0,0
1,5	1,2	2,2	10,4	4,2	7,1	5,6
0,0	0,4	0,9	2,6	12,0	14,1	15,7
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
6,2	4,8	8,0	9,9	38,4	20,7	27,7
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5,5	3,2	5,2	8,7	6,3	2,1	6,5
0,0	0,0	0,0	2,8	0,0	4,1	2,9
1,8	4,6	0,5	1,8	2,3	9,3	0,0
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
29,0	36,3	32,6	26,1	21,3	5,0	6,9
26,7	26,0	34,7	28,6	10,1	34,2	30,5
24,3	23,5	15,9	9,1	5,1	2,2	4,2
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

лагаются на линии Fo—Lar вблизи точки Fo. Поскольку в нормативном пересчете на CIPW не предусмотрено вычисление мелилитовой составляющей, состав мелилитовых пород наносился с учетом четырех главных нормативных компонентов: ларнита, диопсида, оливина и нефелина. При этом составы кугдитов (см. табл. 77, ан. 5, 6) и оливинового ункомпагрита (см. табл. 77, ан. 7) располагаются вблизи плоскости Fo—Ak—Di. Точки

Таблица 77 (окончание)

Компоненты	Уртит	Оливиновый мельтейгит-порфир		Щелочной сиенит с нефелином	Нефелиновый сиенит
	12 (172)	13 (229)	14 (227)	15 (158)	16 (33)
SiO_2	41,25	40,43	41,90	60,60	49,69
TiO_2	1,72	4,30	4,11	0,88	0,42
Al_2O_3	23,04	10,19	10,40	16,12	19,44
Fe_2O_3	3,58	9,85	8,23	3,15	5,25
FeO	2,93	6,10	6,07	1,18	2,81
MnO	0,07	0,11	0,13	0,07	0,17
MgO	4,38	7,69	7,64	0,78	0,50
CaO	6,74	11,59	11,26	1,95	3,68
Na_2O	11,01	5,16	5,71	6,76	8,01
K_2O	4,99	3,48	3,22	6,43	6,63
$\Delta Z^\circ_{1200^\circ K}$, ккал	4,337	3,495	3,566	1,849	2,543
(Na + K)/Al	1,016	1,200	1,225	1,120	1,042
(ΣFe + Mn)/(ΣFe + Mg + Mn)	0,444	0,523	0,497	0,746	0,899
Оливин	0,0	5,0	6,0	0,0	0,0
Fe-Ti окисные минералы	4,4	9,0	10,0	3,3	0,0
Перовскит	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0
Слюда	1,0	13,5	0,0	0,0	0,0
Мелилит	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Нефелин	76,5	24,5	23,0	3,3	31,5
Пироксен	15,4	43,0	45,0	14,3	19,3
Амфибол	1,0	0,0	15,0	3,5	0,0
Апатит	0,5	Ед. зерна	Ед. зерна	Ед. зерна	0,0
Титанит	Ед. зерна	5,0	1,0	То же	3,0
Полевой шпат	0,0	0,0	0,0	75,6	46,2
Монтичеллит	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ap	0,0	0,0	0,3	0,3	0,3
il	3,3	8,0	7,5	1,7	0,7
lc	23,3	15,7	14,4	0,0	0,0
or	0,0	0,0	0,0	38,2	40,9
ne	49,4	17,5	18,9	3,7	30,9
ab	0,0	0,0	0,0	40,3	9,9
mt	3,9	7,4	6,3	0,2	6,1
hm	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0
ac	2,3	9,0	10,8	8,8	3,9
an	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
cs-ln	9,9	6,4	4,5	0,0	0,0
di	0,0	29,8	34,0	3,9	3,9
ol	7,9	4,7	3,3	2,9	0,0
wo	0,0	0,0	0,0	0,0	3,4

двух последних составов располагаются вблизи линии Di–Ak. Состав турьяита (см. табл. 77, ан. 9) близок к плоскости Ne–Ak–Di. Точки составов мельтейгитов и ийолитов (см. табл. 77, ан. 10, 11) попадают в тетраэдр Fo–Di–Lar–Ne и располагаются вблизи линии Di–Ne. Однако нормативные составы этих пород содержат заметное количество лейцита, и поэтому наиболее полное изображение они получат при нанесении на диаграмму Di–Ne–Ks–SiO_2. Точки составов мельтейгитов, ийолитов и уртитов (ан. 10–12) располагаются здесь в плоскости Ne–Di–Lc. Последние порции расплава, представленные нефелиновыми и щелочными сиенитами, по нормативному составу ложатся вблизи сечения Ne–San–Ab, несколько смещаясь в сторону диопсида.

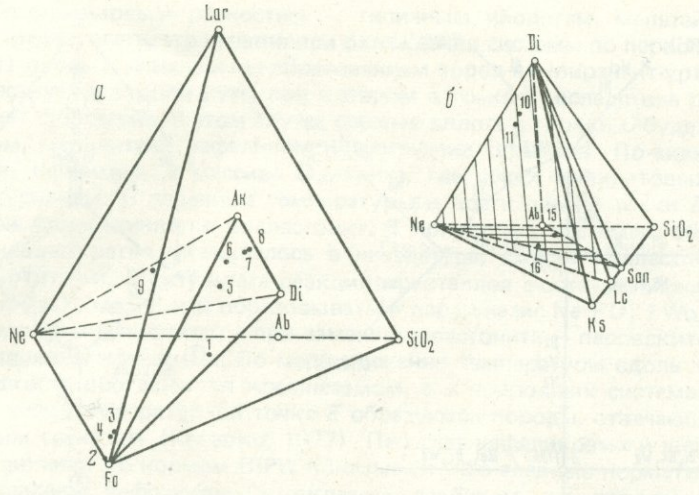


Рис. 103. Положение точек нормативных составов пород массива Кугда (цифры соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 77)

а — в тетраэдре Ne—Fo—Ak—Di ("расширенный нормативный базальтовый тетраэдр", Yoder, Tilley, 1962; Schairer, Yoder, 1964; Yoder, 1976); *б* — в нормативном тетраэдре Di—Ne—Ks—SiO_2 (Sood et al., 1970)

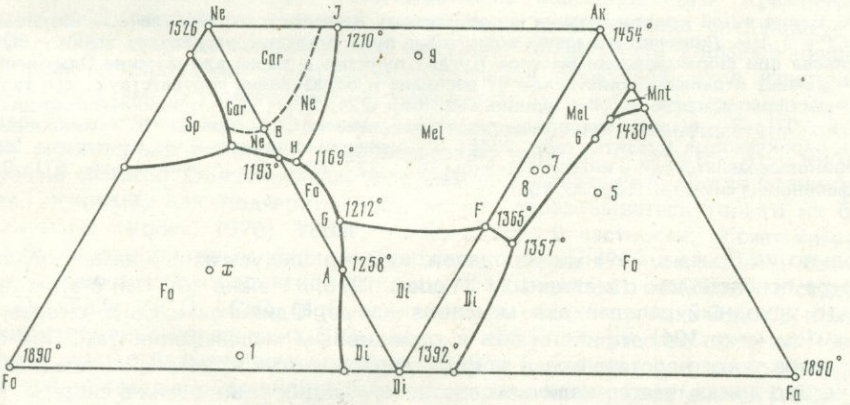


Рис. 104. Положение точек нормативных составов пород массива Кугда (цифры соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 77) в системах Di—Fo—Ne (Schairer, Yoder, 1960), Di—Ak—Ne (Onuma, Yagi, 1967), Di—Ak—Fo (Ricker, Osborn, 1954)

На рис. 104 показаны тройные системы Di—Fo—Ne (Schairer, Yoder, 1964), Di—Ne—Ak (Onuma, Yagi, 1967) и Di—Ak—Fo (Ricker, Osborn, 1954), отвечающие трем плоскостям тетраэдра Ne—Di—Fo—Ak, а также точки, характеризующие составы пород массивов Кугда, Одихинча, Сона, нанесенные по преобладающим нормативным компонентам. Анализ положения этих точек на диаграмме и результаты экспериментальных исследований позволяют понять ряд важных закономерностей формирования серий пород щелочного ультраосновного состава.

Фазовый объем Fo занимает большую часть тетраэдра Di—Fo—Ak—Ne, и поэтому вероятность того, что кристаллизация расплавов начнется с форстерита, весьма велика. Это не противоречит и природным данным. Так, при охлаждении исходного расплава, отвечающего, например, среднему составу пород Маймеча-Котуйской провинции (см. рис. 103—104, точка 1) в условиях малых давлений, будет первым кристаллизоваться форстерит, и в случае отделения расплава сохраняться кумулятивы форстерита, которые наблюдаются в природе, по-видимому, в виде оливинитов. Для состава точки 1 второй фазой должен быть диопсид, а мелилит может кристаллизоваться вслед за форстери-

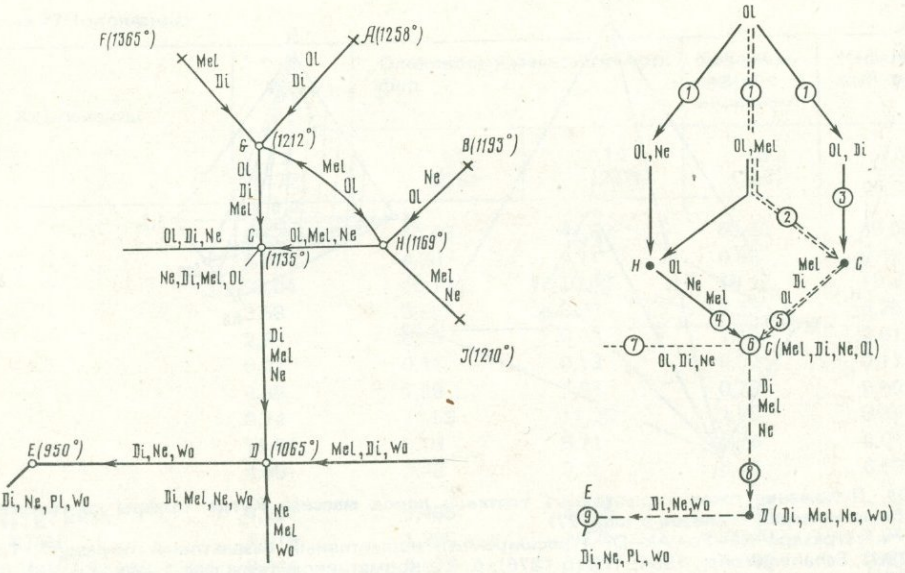


Рис. 105. Схематическая диаграмма кристаллизации для части расширенного базальтового тетраэдра (Schairer, Yoder, 1964; Onuma, Yagi, 1967) с дополнениями, обсуждаемыми в тексте

Рис. 106. Схема путей кристаллизации недосыщенных кремнекислотой щелочных натровых расплавов при P = 1 атм. Линиями показаны возможные пути эволюции расплавов; точки — путь эволюции расплава при формировании массива Кугда; пунктир — то же для массива Одихинча; темные точки — момент отделения кристаллов от расплава и образование соответствующего типа породы

1—9 — цифры в кружках: 1 — оливиниты (обр. 221, 222); 2 — оливин-мелилитовые породы (обр. 205—207); 3 — перидотиты, оливиновые пироксениты; 4 — окаиты; 5 — оливиновые уникомпагриты, пироксеновые кугдиты (обр. 204); 6 — нефелин-оливиновые уникомпагриты (обр. 168); 7 — оливиновые мельтейгит- и йолит-порфиры (обр. 227, 229); 8 — турьяиты (обр. 67); 9 — щелочные, нефелиновые сиениты (обр. 33, 158)

том только из более щелочных расплавов, как это следует из фундаментальных работ Х. Йодера по системам с мелилитом (Yoder, 1976). Можно в связи с этим предположить, что исходный расплав для массивов Кугда, Одихинча и Сона, скорее, отвечал точке x (см. рис. 104), приближаясь к оливиновым меланефелинитам. При охлаждении расплава такого состава вслед за форстеритом могут кристаллизоваться мелилит и нефелин. Это доказывается наличием соответствующих равновесий в системе, которым в треугольнике Ne—Di—Ak отвечают две точки: точка G, в которой сосуществуют мелилит, форстерит, диопсид и жидкость, и точка H, в которой находятся в равновесии с расплавом нефелин, мелилит и форстерит. Пограничные кривые между диопсидом, форстеритом, мелилитом и нефелином, форстеритом и мелилитом имеют четверную инвариантную точку вне системы Ne—Di—Ak, в которой сосуществуют нефелин, диопсид, форстерит, мелилит и жидкость.

На схеме (рис. 105) путей кристаллизации недосыщенных кремнекислотой расплавов при давлении 1 атм с учетом реакционных соотношений минералов, составленной на основании результатов изучения частных диаграмм (Yoder, 1976; Schairer, Yoder, 1960, 1964), эта нонвариантная точка обозначена "C". Вследствие реакций твердых фаз с расплавом в точке C (T = 1135°) допускаются два пути дальнейшего хода его кристаллизации. Первый путь реализуется в случае исчезновения мелилита. При этом расплав будет сосуществовать с оливином, клинопироксеном и нефелином. По-видимому, именно такой ход процесса осуществился в массиве Кугда, где представлены кугдиты (Ol + Mel), уникомпагриты (Ol + Mel + Di) и оливиновые мельтейгит- и йолит-порфиры (Ol + Di + Ne). Следует иметь в виду, что в природных образцах парагенезис Ol + Di + Ne типичен только для эффузивных пород. Уже в гипабиссальных фациях он неустойчив, и, как неоднократно отмечалось, в оливиновых мельтейгит-порфирах оливин окружен реакционными каемками диопсида с магнетитом, иногда флогопитом; наблюдаются постепенные переходы от оливинсодержащих нефелин-пироксеновых

пород к безоливиновым разностям — типичным ийолитам, мельтейгитам. Это дает основание предполагать, что именно при охлаждении системы по первому из возможных путей (*C*—1) процесс завершается образованием пород якупирангит-уртитового ряда.

Но существует и второй путь, при котором в точке *C*, вследствие реакции с расплавом, исчезает форстерит. В этом случае расплав вплоть до точки *D* будет сосуществовать с диопсидом, мелилитом, нефелином (парагенезис турьяита). По-видимому, этот путь реализуется, например, в массиве Одихинча, где среди мелилитовых разностей преобладают турьяиты. С падением температуры и достижением точки *D* к парагенезису Mel + Di + Ne присоединяется волластонит. В природных системах, обогащенных титаном, как неоднократно указывалось в литературе, вместо волластонита образуются перовскит и титанит. В результате реакции кристаллов с остаточной жидкостью в точке *D* должен исчезать мелилит и образовываться парагенезис Ne + Di + Wo, т.е. волластонитовые нефелиниты и ийолиты, а при замене волластонита — перовскитовые или титанитовые нефелиниты и ийолиты. По мере снижения температуры вдоль линии *D*—*E*, остаточные жидкости обогащаются кремнеземом, а в природных системах — и калием, и в наиболее низкотемпературной точке *E* образуются породы, отвечающие фонолитам и нефелиновым сиенитам (Когарко, 1977). Пересчет нефелиновых и щелочных сиенитов Кугды и Одихинчи по нормам CIPW показывает, что главные нормативные составляющие представлены нефелином, ортоклазом, альбитом, т.е. породы приближаются к плоскости Ne—San—Ab в системе Ne—Ks—SiO_2, названной Боуэном "системой петрогенетических остатков". Увеличение доли нормативного альбита в остаточной жидкости в системе нефелин — диопсид было доказано экспериментально (Yoder, 1976).

На основе анализа экспериментальных результатов (см. рис. 104—105) предполагается, что наиболее вероятные пути кристаллизации недосыщенного кремнекислотой щелочного ультраосновного расплава могут быть представлены следующей схемой (рис. 106). При этом допускается, что ведущим механизмом дифференциации был процесс фракционирования кристаллов (отделение образовавшихся кристаллов от расплава). Эта схема осуществляется в природе, в частности, при формировании рассматриваемых массивов Кугда, Одихинча, подтвержая реальность существования комагматичной серии пород оливинит — мелилитовые породы — мельтейгиты, ийолиты — нефелиновые сиениты. Обязательным условием ее реализации является возникновение мелилита, который, как подчеркивалось, может образовываться только из богатых щелочами магм (Yoder, 1976; Yoder, Velde, 1976). В частности, обсчет химических составов бесполевошпатовых мелилитсодержащих пород (269 анализов) и безмелилитовых бесполевошпатовых эруптивных пород (214 анализов) показал, что содержания FeO, Fe_2O_3, TiO_2, Al_2O_3, CaO, MgO одинаковы в обеих группах. Однако в мелилитсодержащих породах содержание SiO_2 ниже, а общее количество щелочей (особенно K_2O) выше, чем в безмелилитовых породах типа нефелинитов и анкаратритов. Роль щелочей при образовании мелилита была проверена экспериментально (Yoder, Velde, 1976). С этой же целью проведено изучение плавления двух образцов оливинового мелилитита. Оба образца имели сходный состав и содержали фенокристаллы мелилита, но только один из них после плавления и последующей кристаллизации давал мелилит. Было обнаружено, что если 10% K_2CO_3 или $CaCO_3$ добавить к образцу, в котором не было новообразованных кристаллов мелилита, то мелилит будет кристаллизоваться из расплава. При добавке $(NH_3)_2CO_3$ мелилит не образуется. Этот результат показывает, что необходимо исключить возможность появления мелилита в связи с присутствием CO_2. Исследователи предположили, что щелочные катионы были выщелочены из одного образца после кристаллизации мелилита и поэтому после его плавления в расплаве количество щелочей было недостаточным для образования мелилита. Анализы этих двух образцов в отношении большинства элементов очень сходны, но один содержал 1,20% Na_2O, а другой — 2,74 %. Аналогичный вывод о необходимости повышенной щелочности расплава для образования мелилита сформулирован на основании изучения лав из лавового озера вулкана Ниарагонго и ряда экспериментальных исследований с образцами пород этого вулкана (Thompson, 1975). В этой связи обращает внимание высокая щелочность пород природной серии массивов Кугда, Одихинча. В частности, собственно мелилитовые породы имеют коэффициент агпаитности (Na + K)/Al = 1,00—1,55, а в конечных дифференциатах — нефелиновых сиенитах, помимо эгиринсодержащего пироксена, присутствует ринколит, что характерно для высокощелочных пород.

Рассмотренные закономерности эволюции расплавов были получены для давлений,

равных 1 атм. Судя по материалам Маймеча-Котуйской провинции, по-видимому, они применимы и к приповерхностным массивам (предположительная глубина массивов такого типа 1–4 км).

С повышением давления, как показали экспериментальные работы последних лет, отмечаются существенные сдвиги равновесий и изменение состава минеральных фаз. Так, с увеличением давления роль оливина может уменьшаться. Известно, что оливин на ликвидусе образуется до давлений 18–20 кбар, а при дальнейшем повышении давления появляется моноклинный пироксен. Увеличение поля форстерита за счет пироксена происходит не только при уменьшении давления, но и за счет добавки щелочей и воды. Эффект будет противоположным в случае добавки высоковалентных катионов комплексообразователей (углерод, титан, фосфор) или увеличения давления. Предлагается объяснять эти сдвиги различным влиянием анионов на кислотность магматических расплавов (Рябчиков, Когарко, 1963) и структурными изменениями силикатных расплавов, а именно, характером их полимеризации (Kushiro, 1975). Детальное изучение влияния TiO_2 и P_2O_5 на реакцию оливин–диопсид при высоких давлениях показало, что добавка 3% TiO_2 к смеси диопсид + пироп уменьшает верхний предел по давлению ликвидусной кристаллизации оливина на 2–3 кбар по сравнению с системой без TiO_2 (Arculus, 1975). Добавка 1% P_2O_5 расширяет поле моноклинного пироксена.

Акерманит существует в узком диапазоне температур и давления (Yoder, 1976). Поле устойчивости акерманита ограничено давлением 14 кбар. Натровый мелилит неустойчив при малых давлениях, поэтому твердый раствор акерманита с натровым мелилитом расширяет стабильность мелилита до более высоких давлений. Наиболее низкое давление, при котором натровый мелилит начинает расти, составляет 3,5 кбар. В присутствии воды акерманит ограничен давлением 10,2 кбар, а при увеличении давления сменяется парагенезисом диопсид + мервинит. Акерманит реагирует с оливином при относительно высоких температурах (900° при 2 кбар, 1095° при 10,6 кбар), производя низкотемпературный парагенезис диопсид + монтичеллит. При высоких давлениях ассоциации этого типа превращаются в пироксениты, иногда содержащие биотит и роговую обманку. Выше 8,7 кбар в присутствии избытка CO_2 происходит реакция акерманит + CO_2 → диопсид + кальцит, т.е. возникает парагенезис минералов, типичный для ранних карбонатитов.

Результаты экспериментальных исследований с очевидностью показали, что набор пород комагматичных серий может варьировать с изменением ряда физико-химических факторов. Причем даже в условиях близкого термодинамического режима, но при небольших вариациях состава исходного расплава возникают несколько отличные по набору пород серии (см. рис. 104–106).

Давление и температура, количество и состав летучих компонентов, количество высоковалентных катионов-комплексообразователей и щелочей, изменяя ход кристаллизации исходного расплава, смещают поля устойчивости минеральных фаз, обусловливая возникновение различных по набору пород фаций одной и той же серии. Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют, помимо эффузивной фации, представленной меймечитами, анкаратритами, мелилититами, меланефелинитами с подчиненным количеством фонолитов, трахитов, карбонатитов (Маймеча-Котуйская провинция, СССР; Восточно-Африканская провинция), выделять гипабиссальную и мезоабиссальные фации. В условиях гипабиссальной фации массивы формируются примерно в интервале давлений от 1 бар до 3–5 кбар при максимально высоком содержании щелочей и умеренных концентрациях высоковалентных катионов-комплексообразователей (углерод, фосфор). В этих условиях комагматичная серия пород представлена оливинитами, мелилитовыми породами, ийолитами, мельтейгитами, оливиновыми мельтейгит-порфирами; в то же время нефелиновые и щелочные сиениты, карбонатиты имеют подчиненное значение. Наиболее интересные примеры формирования массивов подобного типа имеются в Маймеча-Котуйской и Кольско-Карельской провинциях СССР. Мезоабиссальная фация, представленная в Восточно-Саянской и Сеттэ-Дабанской провинциях, характеризуется появлением пироксенитов вместо оливинитов, отсутствием мелилитовых пород, большими объемами карбонатитов, нефелиновых и щелочных сиенитов. Основываясь на экспериментальных данных, следует допустить, что образование комагматичной серии пироксенит – мельтейгит, ийолит – нефелиновый, канкринитовый, щелочной сиенит – карбонатит происходило при давлениях порядка 10 кбар в присутствии избытка CO_2, высоких концентрациях P_2O_5 и умеренном содержании щелочей. Фациальные

различия в составе комагматичных серий сказываются на характере рудного процесса, в частности, преобладание редкометальных карбонатитов характерно для мезоабиссальных фаций.

В заключение подчеркнем, что, несмотря на широкие вариации составов, серии щелочных ультраосновных пород обладают рядом общих признаков: 1) отсутствием плагиоклазсодержащих разностей; 2) устойчивой ассоциацией пород, относящихся преимущественно к щелочной ультраосновной группе; 3) ведущей ролью в их образовании процессов "внутриочаговой" дифференциации.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ЩЕЛОЧНЫХ ОСНОВНЫХ ПОРОД И РЕЖИМ ПРОЦЕССОВ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Магматические серии щелочных основных пород, как было показано выше, в зависимости от глубины их образования представлены набором эффузивов (субщелочной оливиновый базальт, тефрит, фонолит, трахит), гипабиссальных разностей (субщелочной долерит, тешенит, анальцимовый сиенит) либо интрузивных образований (субщелочное габбро, тералит, уртит, ийолит, фойяит). Однако изменение глубины формирования не исчерпывает всех причин, определяющих состав магматических серий, так как и в эффузивных, и в интрузивных их фациях также отмечаются вариации состава. В этой связи привлекают внимание исследования Е.В. Шаркова и О.А. Богатикова (1981), убедительно показавших, что набор пород магматических серий щелочного основного состава во многом зависит от режима дифференциации магмы. Выполненный ими подробный анализ природных материалов и экспериментальных систем позволил сделать вывод, что в малоглубинных условиях (0,5–1 кбар) дифференциация расплавов щелочного основного состава, начинаясь с габбро, заканчивается сиенитами – нордмаркитами (Кизырский, Патынский массивы). Только в условиях давлений порядка 8 ± 2 кбар удается преодолеть "полевошпатовый барьер" и возникают серии пород, включающие субщелочное габбро и нефелиновые сиениты (массивы Гремяха-Вырмес, Елетьозерский и др.). Некоторые закономерности дифференциации щелочно-габброидных расплавов удалось расшифровать в ходе выполненных нами экспериментальных исследований тералита при высоких термодинамических параметрах. Полученные результаты позволяют обсудить влияние режима дифференциации на состав магматических серий, в частности, на такие его особенности, как: 1) тесную пространственную и временную связь щелочных основных и субщелочных основных эффузивных серий; 2) появление уртитов в некоторых интрузивных сериях щелочных основных пород. При этом следует иметь в виду, что расшифровка условий образования уртитов важна не только для расшифровки их генезиса, но и для практических целей – корректной ориентации поисков этого вида глиноземного сырья. Учитывая, что подробно экспериментальные данные рассмотрены в специальной публикации (Кононова и др., 1981), остановимся на них кратко, уделив главное внимание приложению их к природным объектам.

В качестве исходного материала для экспериментального исследования процесса кристаллизации щелочно-габброидного расплава был взят природный тералит Кия-Шалтырского массива, близкий к среднему составу массива. В составе тералита установлены следующие компоненты (в вес. %): SiO_2 45,24, TiO_2 1,11, Al_2O_3 21,57, Fe_2O_3 1,46, FeO 6,55, MgO 5,33, CaO 14,20, Na_2O 3,39, K_2O 0,58.

Количественно-минеральный состав, подсчитанный как среднее из двух шлифов, следующий (в об. %): нефелин 25, вторичные по нефелину минералы (канкринит, цеолиты) 2, моноклинный пироксен состава фассаита 30, оливин 2, плагиоклаз 38, минералы окислов железа и титана 2, амфибол 0,5, апатит 0,5. Плагиоклаз имеет зональное строение: ядро зерен содержит до 87% An, периферия – до 60–65% An. Пироксен представлен фассаитом (в %): SiO_2 42–46, TiO_2 2–3,5, Al_2O_3 7–9, Fe_2O_3 2–3, FeO 7–8, MgO 8–11, CaO 21,5–24, Na_2O 0,9–1,4. Оливин имеет состав $Fo_{50}Fa_{50}$.

Учитывая, что становление массивов в Кузнецком Алатау вряд ли превышало глубину порядка 9 км, исследования проводились в интервале давления 5–15 кбар и температур от 700 до 1200° С в присутствии 9 и 3% воды, поскольку в магматических породах постоянно отмечались амфиболы, цеолиты, иногда слюда. Продолжительность опыта в зависимости от температуры варьировала от 2 до 7 часов.

Результаты наиболее представительных 14 опытов плавления тералита с 9% воды

Таблица 78. Химический состав (в вес.%) продуктов плавления тералита в присутствии 9% H_2O (ан. 1–34) и 3% H_2O (ан. 35–45)

Компоненты	Пироксен		Стекло	Пироксен	Плагиоклаз № 62	Амфибол	Стекло	Пироксен	Стекло		Пироксен
	Опыт 812			Опыт 813				Опыт 814			Опыт 815
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	47,3	45,5	59,5	39,5	50,8	41,6	67,1	50,6	53,8	51,9–55,0	40,20
TiO_2	2,2	1,8	0,6	3,3	0,02	2,7	0,3	1,2	0,9	0,8–0,98	2,05
Al_2O_3	15,4	17,0	23,1	14,1	28,6	21,2	24,3	6,8	24,3	21,5–26,0	16,86
FeO	3,6	3,7	2,9	7,7	0,26	9,3	1,6	3,8	3,4	2,6–4,2	11,3
MgO	9,4	9,1	1,1	10,0	0,06	9,1	0,4	12,9	3,2	2,9–4,5	6,07
CaO	22,2	22,4	8,1	22,9	12,9	11,6	6,2	23,3	11,2	10,4–11,5	22,4
Na_2O	0,5	0,45	0,8	2,2	4,4	2,9	0,24	0,8	2,7	2,7	0,88
K_2O	0,03	0,03	0,9	0,26	0,00	0,8	0,9	0,07	0,6	0,6–6,6	0,05
Сумма	100,63	99,98	97,0	99,96	97,04	99,2	101,04	99,47	100,1		99,81

* Опыты, в которых помимо указанных компонентов, определены содержания H_2O (в вес. %) : опыт – 791 – 3,14; опыт 816 – 7,47; опыт 798 – 4,78.

Таблица 78 (продолжение)

Компоненты	Пироксен		Плагиоклаз		Стекло			Пироксен	Амфибол	Стекло	Стекло участок 1
			№ 59	№ 64							
	Опыт 815							Опыт 657			
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO_2	39,9	41,2	53,6	52,8	67,6	62,3	66,6	42,57	40,3	55,0	43,76
TiO_2	2,0	1,9	Не опр.		0,46	0,4	0,37	2,30	2,72	0,7	3,7
Al_2O_3	16,3	17,3	28,9	30,1	22,4	28,1	22,4	11,59	17,01	22,6	10,3
FeO	12,4	4,8	0,18	0,1	2,7	1,6	1,8	10,9	12,03	4,8	10,5
MgO	6,2	10,6	Не опр.		0,6	0,4	0,6	8,95	10,26	1,9	11,1
CaO	22,3	22,6	11,9	12,4	5,0	5,0	5,0	21,59	12,23	9,4	15,1
Na_2O	0,8	0,7	4,4	3,7	0,7	2,2	1,0	1,05	3,14	0,6	1,6
K_2O	0,05	0,07	0,3	0,12	1,0	0,6	1,0	0,04	0,71	0,5	0,8
Сумма	99,95	99,17	99,28	99,3	100,46	100,6	98,77	98,99	98,4	95,5	96,86*

Таблица 78 (продолжение)

Компоненты	Стекло участок 1	Стекло участок 2		Стекло		Пироксен	Плагиоклаз № 78	Стекло		Пироксен	Стекло	
	Опыт 791			Опыт 816		Опыт 817				Опыт 798		
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO_2	45,06	44,98	56,26	48,99	45,03	45,0	47,8	58,9	55,0	44,9	53,8	53,5
TiO_2	3,7	4,12	2,39	0,80	0,9	1,7	Не опр.	1,0	Не опр.	3,1	0,8	0,8
Al_2O_3	9,6	10,29	18,61	20,44	23,4	17,8	33,9	20,9	26,7	11,5	22,9	24,8
FeO	12,6	8,04	4,08	2,7	2,6	3,3	0,08	3,9	2,5	3,8	3,4	4,0
MgO	9,4	11,02	3,78	4,6	5,0	8,6	Не опр.	2,5	Не опр.	11,0	3,5	3,6
CaO	14,3	15,94	12,02	12,1	12,6	22,9	16,0	9,3	9,0	23,5	11,3	11,6
Na_2O	1,3	Не опр.	Не опр.	2,4	2,4	0,42	2,5	1,0	4,9	0,8	1,6	2,0
K_2O	0,9	"	"	0,5	0,6	0,04	0,12	0,6	0,8	0,07	0,6	0,56
Сумма	96,86	94,39	97,14	92,53*	92,53	99,76	100,4	98,1	98,9	98,67	97,9*	100,26

Таблица 78 (окончание)

Компоненты	Пироксен		Амфибол		Плагиоклаз	Стекло	Пироксен		Плагиоклаз № 85	Стекло	
	Опыт 822/1						Опыт 822/2				
	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO_2	44,7	43,9	41,7	42,5	50,0	58,7	43,9	45,2	48,9	59,2	60,8
TiO_2	2,2	2,0	2,5	2,7	Не опр.	1,0	1,6	2,2	Не опр.		1,2
Al_2O_3	18,8	19,3	19,5	19,1	32,1	21,9	19,3	16,9	32,0	21,0	22,3
FeO	3,7	3,7	6,7	6,9	0,12	4,9	3,3	3,8	0,12	1,3	3,0
MgO	8,6	8,0	11,2	11,0	Не опр.	2,5	7,9	8,4	Не опр.		2,4
CaO	21,8	22,0	12,2	12,4	15,8	9,6	22,6	22,0	15,9	13,0	8,9
Na_2O	0,56	0,55	2,7	2,5	2,2	1,5	0,47	0,47	2,68	5,4	0,6
K_2O	0,05	0,03	0,4	0,5	0,07	0,63	0,02	0,03	0,07	0,63	0,58
Сумма	100,71	99,48	96,9	97,6	100,29	100,73	99,09	99,0	99,67	100,53	99,78

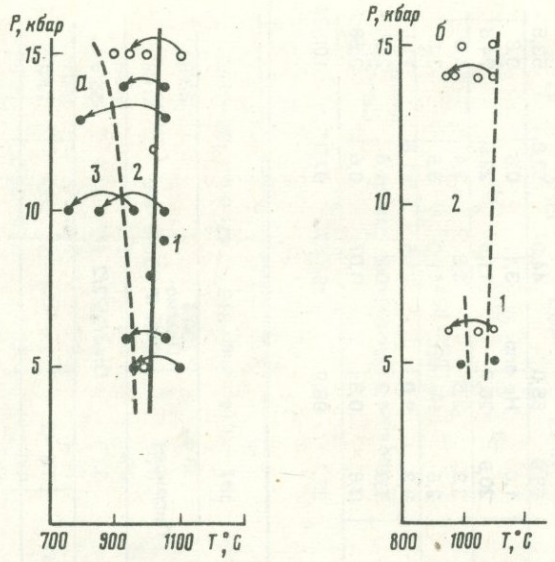


Рис. 107. *P-T* **диаграмма плавления тералита в присутствии 9% H_2O (*а*) и 3% H_2O (*б*)**

а. Сплошная линия — установленный ликвидус, пунктирная — граница полей кристаллизации. Цифры на графике: 1 — стекло, 2 — моноклинный пироксен, шпинель, стекло, 3 — рудный минерал (шпинель), моноклинный пироксен, амфибол, плагиоклаз, стекло.

б. Пунктирная линия — намеченная линия ликвидуса и граница полей кристаллизации. Цифры на графике: 1 — стекло, 2 — моноклинный пироксен, амфибол, плагиоклаз. На обоих графиках залитые кружки — продукты опытов, проанализированные на микрозонде

приведены в табл. 78; кривая ликвидуса и поля кристаллизации фаз—на рис. 107, *а*. Плавление тералита в присутствии 3% воды изучалось фрагментарно (табл. 78). Линия ликвидуса и поля кристаллизации в этой системе только намечены (рис. 107, *б*).

В числе важнейших следствий полученных экспериментальных результатов в приложении к природным объектам отметим следующие. В условиях эксперимента полученные продукты кристаллизации весьма отличались от состава исходного тералита. По петрографическим признакам в образце тералита, взятого для исследования, устанавливается следующая последовательность выделения минералов: оливин → пироксен → → плагиоклаз → нефелин. Для экспериментальных образцов характерен иной порядок кристаллизации: шпинель → моноклинный пироксен → амфибол → плагиоклаз. Кристаллизации оливина и нефелина не происходило.

Общий ход наблюдавшейся в эксперименте кристаллизации имеет два главных отличия от процесса, который, как можно предполагать, имел место в природе: а) на первом этапе кристаллизации расплава, близкого по составу к тералиту, в природе происходит выделение пироксена с умеренным содержанием глинозема (Al_2O_3 6–8%), тогда как в эксперименте оно достигало 16–17% Al_2O_3. Это являлось одной из причин обеднения остаточных порций расплава глиноземом. Наиболее близок к природным разновидностям пироксен в опыте 414 (Al_2O_3 6,8%); этот опыт был закончен при 1020° С. Учитывая зависимость содержания глинозема в пироксене от температуры кристаллизации, естественно предположить, что в природе кристаллизация тералита завершалась около 1000° С, т.е. при значительно более высоких температурах, чем в проведенных опытах; б) в условиях эксперимента наблюдался интенсивный переход натрия во флюид — минерализованный пар. В этой связи продукты кристаллизации, включая стекло, содержат очень мало щелочей. Очевидно, условия эксперимента не соответствовали природным. В первую очередь, природные системы с экстремальными содержаниями глинозема были, по-видимому, более сухими. Именно при режиме с малым содержанием воды (меньше 3%) можно ожидать, что весь или большая часть натрия останется в расплаве и не перейдет во флюид, повысится температура кристаллизации минералов, а следовательно, уменьшится содержание глинозема в пироксене и произойдет накопление его в остаточной жидкости. Снижение вязкости магмы могло

достигаться за счет растворения летучих компонентов (Cl, CO_2), присутствие которых в количестве 0,5—1% весьма обычно в породах щелочно-габброидной серии.

Не исключена также возможность образования существенно нефелиновой магмы при магматической дифференциации иного типа, а именно — в результате ликвации. Признаки ликвационного расслоения тералитового расплава были получены в одном из экспериментов (опыт 791), в котором наблюдалось обособление водяного пара в порах. Отделение минерализованного пара привело к возникновению неоднородной флуктуационной структуры расплава с локальной концентрацией глинозема и натрия.

В режиме проведенных опытов исходный щелочной расплав состава тералита вследствие перехода щелочей во флюидную фазу дал продукты кристаллизации субщелочного или нормального ряда. Видимо, такой ход процесса проявляется в природе достаточно часто, вследствие чего тералитовые или базанитовые расплавы, которые согласно экспериментальным данным (Green, Ringwood, 1967) возникают на глубинах порядка 60—80 км, дают начало породам нормальной щелочности. В этой связи становится понятным сосуществование щелочных и субщелочных основных серий пород в эффузивной и гипабиссальной фациях, условия кристаллизации которых особенно неустойчивы. Что же касается щелочных пород, то они возникают в редких случаях в особых тектонических условиях, не позволяющих натрию отделяться от расплава.

Как было показано (Maaløe, 1973), период кристаллизации (температурный интервал между ликвидусом и солидусом) расплавов заметно возрастает при малых давлениях, причем особенно интенсивно в щелочных породах. Так, период кристаллизации при $P = 1$ атм в сухих условиях для оливинового тефрита (базанита) составляет около 150°С, а для нефелинитов — около 200°С; для оливинового нефелинита при 10 кбар — около 100°С, при 15 кбар — 60°С. В этой связи становится понятным, что в проведенных опытах, законченных на разных стадиях кристаллизации расплава, состав минералов, выделившихся на ликвидусе, как и состав остаточного стекла, оказался различным. Чем полнее прошел процесс кристаллизации, тем состав остаточного стекла более богат кремнекислотой. Если допустить, что при режиме проведенных опытов произошло бы отделение остаточной жидкости от выпавших кристаллов, то вероятно возникновение контрастных и варьирующих по составу серий пород: габбро-дацит (опыты 813, 815), габбро-андезит (опыт 817), пироксенит — андезитобазальт (опыт 798).

Таким образом, проведенные экспериментальные исследования позволили понять одну из важных петрологических проблем — почему щелочные породы относительно редко встречаются в природе, хотя на глубинах 60—80 км создаются благоприятные условия для выплавки щелочно-основных магм. Как следует из экспериментальной части работы, ход процесса кристаллизации зависит от режима натрия и летучих (воды). В тех случаях, когда создаются условия для отделения летучих и происходит вынос с ними натрия, щелочно-основные расплавы дают ряд магматических пород нормальной щелочности, а над ними возникает ореол щелочных метасоматических пород. Отделение летучих и щелочей от расплава при сохранении их в поровых растворах способствует явлениям ликвации. По-видимому, только при режимах, способствующих сохранению щелочей в самом расплаве, могут возникать щелочные породы.

ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫЕ СИЕНИТЫ — ПРОДУКТ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ КАЛИЕВЫХ МАГМ

Условия образования псевдолейцита — одна из дискуссионных проблем современной петрологии. Как известно, под псевдолейцитом понимают агрегат различных минералов (наиболее типичны минералы группы нефелина и щелочной полевой шпат), находящихся в сложном симплектитовом прорастании и имеющих форму кристаллов, характерную для лейцита. Разнообразные гипотезы о происхождении псевдолейцита основаны обычно на представлениях о распаде или замещении лейцита. Действительно, внешний вид кристаллов псевдолейцита, казалось бы убедительно свидетельствует о том, что на каком-то этапе эволюции магматической породы агрегат минералов, объединяемый под названием "псевдолейцит", образовался по лейциту. Вместе с тем в последние годы, благодаря использованию новых методов исследования, в частности микроанализаторов, был расшифрован фазовый состав тонких симплектитовых прорастаний, слагающих псевдолейцит, и установлены их вариации. Оказалось, что некоторые псевдолейциты представляют тончайший агрегат кальсилита с ортоклазом либо кальсилита

с нефелином и ортоклазом (Сынныр, СССР; Сабатино, Италия). Эти достаточно уникальные по составу псевдолейциты, по-видимому, образуются при субсолидусном распаде лейцита (Seki, Kennedy, 1964; Перчук, Рябчиков, 1968). Подавляющее большинство так называемых псевдолейцитов, как оказалось, содержат большой процент натрия. Даже наиболее богатые калием образцы все же содержат до 32,8% $NaAlSi_2O_6$. Д. Тейлор и В. Маккензи (Taylor, MacKenzie, 1975) показали, что двенадцать из пятнадцати анализов псевдолейцитов различных регионов на диаграмме Ne—Ks—Q попадают на линию $NaAlSi_2O_6$—$KAlSi_2O_6$ в пределах $Lc_{42}Anc_{58}$ до $Lc_{70}Anc_{30}$. Попытки связать образование K-Na псевдолейцита с лейцитом оказались безуспешными, хотя экспериментально было показано, что лейцит может содержать до 40 вес. % молекулы $NaAlSi_2O_6$ в твердом растворе при $P = 1$ атм (Fudali, 1963; Seki, Kennedy, 1964). Вместе с тем отсутствие Na-содержащего лейцита в быстрозастывающих породах дало повод для выдвижения других гипотез, из числа которых наиболее популярны идеи ионного обмена (Taylor, MacKenzie, 1975; Gupta, Yagi, 1980), образование структур прорастания нефелина и полевого шпата при их котектической кристаллизации (Davidson, 1970) либо при метасоматических замещениях, в том числе "лейцитизации" нефелиновых сиенитов (Архангельская, 1974; Тихоненкова и др., 1971).

Наиболее убедительные данные об условиях возникновения натриевых псевдолейцитов получены в последние годы экспериментально, причем наметились два возможных пути образования этих агрегатов. Первый — субсолидусная кристаллизация в системе $NaAlSi_2O_6$—$KAlSi_2O_6$ при P_{H_2O} равном 1 кбар, как показано А. Эдгар (Edgar, 1978), приводит к образованию парагенезисов минералов, типичных для Na-псевдолейцитов: анальцим + нефелин + щелочной полевой шпат, нефелин + щелочной полевой шпат. Причем доказывается, что анальцим в псевдолейците может быть первичным минералом. Второй, не менее вероятный путь — ионно-обменные реакции в системе $KAlSi_2O_6$—$NaAlSi_2O_6$—H_2O (Roux, MacKenzie, 1978). В продуктах опытов при T = = 750°C и $P = 1$ атм были диагностированы две фазы с морфологией лейцита: типичный лейцит с содержанием $NaAlSi_2O_6$ около 7 мол.% и K-Na минерал, названный анальцимом, с содержанием $NaAlSi_2O_6$, колеблющимся в пределах 50—80 мол. %, и заметным количеством воды. Близость пределов колебания составов полученного в эксперименте анальцима и природных K-Na псевдолейцитов явилась одним из оснований для вывода о том, что K-Na псевдолейциты могут образоваться при распаде не лейцита, а калиево-натриевого анальцима.

В настоящее время становится достаточно очевидным, что агрегаты минералов, получившие в свое время название "псевдолейцит", имеют лишь морфологическое сходство с лейцитом. В то же время они характеризуются различным фазовым составом, соотношением натрия и калия и образуются далеко не всегда при распаде лейцита. Поскольку природа пород именно с K-Na псевдолейцитами наиболее дискуссионна, рассмотрим эти вопросы на примере одной из калиевых магматических серий с K-Na псевдолейцитовыми сиенитами Лугингольского массива (МНР). Следует иметь в виду, что характер щелочности (калиевый или калиево-натриевый), фазовый состав псевдолейцитов имеет и существенное значение для их практической оценки и определения областей применения (сырье на глинозем, калий и т.д.). Детально вопросы формирования Лугингольского массива рассматривались в специальных публикациях (Кононова и др., 1981). В настоящем разделе остановимся подробно только на условиях образования псевдолейцитовых сиенитов.

В Лугингольском массиве псевдолейцитовые сиениты и их дайковые аналоги возникают как закономерное звено калиевой серии пород. Ее формирование начинают нефелинсодержащие эссекситы (I фаза) и андезинсодержащие сиениты (II фаза), сменяемые лейкократовыми нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами (III фаза) и разнообразными дайковыми породами (псевдолейцитовые порфиры, тингуаиты, микросиениты и др.). Их химический состав отражен в табл. 79. На послемагматическом этапе во всех породах интенсивно проявились процессы либнеритизации и в меньшей степени кальцитизации. На диаграмме Q—M—L (Burri, 1959) породы Лугингольского массива (рис. 108) ложатся на линию составов классической серии Шонкин-Саг, представленной шонкинитами с псевдолейцитом в краевых закаленных разностях и щелочными сиенитами (Ferguson, Cundary, 1975). Однако по соотношению щелочей серия пород Лугингольского массива более натриевая, чем в Шонкин-Саг.

Для сравнения на диаграмме Q—M—L показана серия латитов-трахитов улугейского

Таблица 79. Химический состав (в вес. %) пород Лугингольского массива (МНР)

Компоненты	Нефелинсодержащий эссексит	Нефелиновый сиенит	Псевдолейцитовый порфир			Тингуаит	
			валовый состав	вкрапленники	основная масса		
	1 (206)	2 (209)	3 (225)	4*	5*	6 (220)	7 (222)
SiO_2	52,40	54,78	54,86	55,47	53,72	52,96	54,43
TiO_2	1,35	0,30	0,48	0,16	0,50	0,50	0,31
Al_2O_3	18,57	22,54	21,40	23,66	21,85	21,31	21,84
Fe_2O_3	1,47	0,62	1,07	0,55	0,97	2,51	2,54
FeO	4,02	1,62	2,94	1,38	3,25	1,67	0,85
MnO	0,07	0,05	0,07	0,07	0,20	0,11	0,09
MgO	2,64	0,18	0,53	0,68	0,46	0,32	0,40
CaO	5,13	2,01	2,43	2,10	3,03	2,71	1,47
Na_2O	5,26	6,93	5,20	6,23	5,54	7,67	8,49
K_2O	6,56	9,07	9,14	8,73	9,06	8,27	7,84
H_2O	0,76	0,73	0,70	1,68	1,40	0,40	0,62
CO_2	0,16	0,28	0,19	0,00	0,00	0,26	0,00
F	0,37	0,29	0,17	0,27	0,37	0,53	0,61
P_2O_5	0,49	0,048	0,11	0,06	0,07	0,025	0,029
Li_2O	0,0073	0,0056	0,0050	0,0050	0,0050	0,0080	0,0130
Rb_2O	0,021	0,020	0,026	0,02	0,02	0,010	0,034
Cs_2O	0,0010	< 0,0002	0,0004	0,001	0,001	0,0004	0,0010
BaO	0,227	0,066	0,041	Не опр.		0,121	0,018
SrO	0,22	0,146	0,098	"		0,387	0,046
NiO	0,0030	0,0026	0,0026	"		0,0023	0,0022
CaO	0,0025	0,0019	0,0027	"		0,0019	0,0016
Cr_2O_3	0,0127	0,0019	0,004	"		0,008	0,0009
V_2O_5	0,0116	0,004	0,003	"		0,009	0,0022
Cl	0,06	0,10	0,00	"		0,00	0,02
S	0,05	0,03	0,03	"		0,02	0,02
Сумма	99,8661	99,8262	99,5027	101,06	100,446	99,8126	99,6779
(Na + K)/Al.	0,85	0,94	0,86	0,83	0,87	1,01	1,03

* Коваленко и др., 1974.

вулкано-плутонического комплекса (МНР), которая в отличие от Лугингольского массива располагается ближе к вершине *Q*, т.е. характеризуется более высокой кремнекислотностью.

Лугингольская серия пород — это непрерывная смена минеральных парагенезисов, представленных разными сочетаниями одних и тех же шести главных породообразующих минералов — плагиоклаза, щелочного полевого шпата, нефелина, пироксена, амфибола, биотита. Причем при переходе от пород ранних фаз к поздним унаследуется по крайней мере один породообразующий минерал, как схематически показано ниже.

Нефелинсодержащий эссексит	*Андезинсодержащий сиенит*	*Нефелиновый сиенит*	*Псевдолейцитовый сиенит*	*Псевдолейцитовый порфир*	*Тингуаит*
Na-K-Fsp	Na-K-Fsp	Na-K-Fsp	K-Fsp	Na-K-Fsp	Na-K-Fsp
Pl_{3-4}	Pl_{3-4}	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Ab
(Ne)	(K-Na-Ne)	K-Na-Ne	K-Na-Ne	K-Na-Ne	K-Na-Ne+ Na-Ne
Px_{Sal}	Px	Px_{Ged}	Не обн.	Не обн.	Px_{Aeg}
Am_{Hbl}	$Am_{Mg\text{-}Gs}$	Am_{Gs}	Am_{Gs}	Am_{Gs}	Не обн.
Mc_{Bt}	$Mc_{Mg\text{-}Lep}$	Не обн.	Не обн.	Mc_{Bt}	Mc_{Lep}

Намечаются общие тенденции изменения породообразующих минералов в зависимости от состава пород в ходе формирования Лугингольского массива. Ранние парагенезисы минералов характеризуются повышенной основностью и магнезиальностью (плагиоклаз № 35, салит, биотит), а слагаемые ими породы, в частности нефелинсодержащие эссекситы, обогащены фемическими компонентами (Mg, Ca, Fe, Ti). Для парагенезисов более поздних интрузивных фаз характерно появление фельдшпатоидов (нефелин,

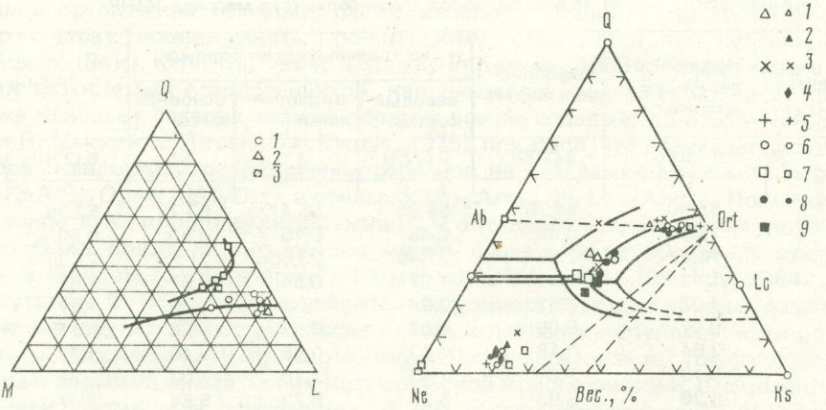


Рис. 108. Диаграмма *Q–M–L* (Burri, 1959) для пород Лугингольского массива (*1*), миаскитов (*2*), Улугейского массива (*3*); линиями показаны дифференцированные серии пород Шонкин-Саг и островов Ассенсион (Ferguson, Cundari, 1975)

Рис. 109. Составы пород (крупные условные знаки) и минералов (мелкие условные знаки) Лугингольского массива на диаграмме $NaAlSiO_4$(Ne)–$KAlSiO_4$(Ks)–SiO_2(Q) (Taylor, MacKenzie, 1975)

1 – нефелинсодержащие эссекситы (обр. 206); *2* – андезинсодержащие сиениты (обр. 852/7); *3* – нефелиновые сиениты (обр. 209); *4* – выделения псевдолейцита в псевдолейцитовом сиените (обр. 829/5а); *5* – минеральный агрегат шарообразных обособлений в приконтактовом нефелиновом сиените (обр. 215); *6* – псевдолейцитовые порфиры (обр. 225); *7* – тингуаиты (обр. 220, 222); *8* – вкрапленники псевдолейцита в псевдолейцитовом порфире (обр. 225); *9* – миаскиты

канкринит) и нарастание железистости темноцветных минералов (геденбергит, гастингсит); в химическом составе пород увеличивается содержание глинозема, щелочей и отчасти кремнезема. Наблюдавшееся в приконтактовых нефелиновых сиенитах изменение состава пироксена от почти чистого диопсида (ядро) до салита (кайма) как бы повторяет общую для массива тенденцию – снижение магнезиальности и увеличение железистости пород в более поздних разностях. Постепенное и взаимосвязанное изменение химического состава пород и слагающих их минералов обычно обусловлено процессами дифференциации магмы (The evolution..., 1979), которые, по-видимому, имели место и при формировании Лугингольского массива. При этом обращает на себя особое внимание близость составов, места и времени возникновения псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов. На диаграмме *Q–M–L* (см. рис. 108) точки составов фельдшпатоидных разностей Лугингольского массива концентрируются вблизи стороны *Q–L*, как и нанесенные для сравнения анализы типичных миаскитов. На диаграмме фазового равновесия системы $KAlSiO_4$ – $NaAlSiO_4$ – SiO_2 (Taylor, MacKenzie, 1975) с полями фаз при $P = 1$ атм, $P_{H_2O} = 1$ и 2 кбар (рис. 109) все точки Лугингольского массива, в том числе и псевдолейцитовые разности, попали в натриевую часть системы кальсилит–нефелин–кварц. Это естественно, если учесть, что для рассматриваемой серии пород характерен обычный K-Na нефелин, появляется альбит, иногда чисто натриевый нефелин, а в составе калиевого полевого шпата, хотя и в небольшом количестве, содержится натрий (табл. 80). В составе псевдолейцитовых "белых глазков" содержится до 52 мол. % $NaAlSi_2O_6$. Единственное заметное различие в химическом составе псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов заключается в изменении соотношения щелочей в сторону увеличения доли калия и уменьшения коэффициента агпаитности в псевдолейцитовых нелибнеритизированных породах [$(K_2O/(K_2O + Na_2O)$ около 0,57–0,63; $(K + Na)/Al = 0,80–0,87$] по сравнению с нефелиновыми сиенитами Лугингола [$(K_2O/(K_2O + Na_2O) = 0,57$; $(K + Na)/Al = 0,94$] и миаскитами [$(K_2O/(K_2O + Na_2O) = 0,51–0,54$; $(K + Na)/Al = 0,91$]. Что касается минерального состава псевдолейцитовых сиенитов, то его специфическая особенность – появление чисто калиевой разности щелочного полевого шпата без пертитового распада в отличие от Na-K полевых шпатов с микропертитовой структурой распада, характерных для нефелиновых сиенитов и других пород массива. В то же время нефелин всех фельдшпатоидных пород Лугингола (как вкрапленников, так и основной массы) имеет достаточно обычный состав, колеблющийся в пределах $Ne_{65–76}$ $Ks_{18–23}$ $An_{0,5–7}$ $Q_{2–11}$ (см. табл. 80). Близость, а иногда

Таблица 80. Химический состав (в вес. %) породообразующих минералов псевдолейцитовых пород и тингуаитов Лугингольского массива (МНР) (по Кононовой В.А. и др., 1981)

Компоненты	Калиево-натриевый нефелин								Натриевый нефелин	
	(215)	(829/5а)	(225)		(220)		(222)		(220)	
	1	2	3*	4[2]*	5*	6[2]*	7*	8[2]*	9	10
SiO	43,22	45,00	44,70	42,70	42,3	45,0	44,3	43,87	44,36	42,75
Al O	33,85	33,19	32,90	33,90	33,58	33,5	33,7	34,45	34,55	33,5
Fe O	0,07	0,00	0,10	0,08	0,06	0,16	0,38	0,73	Не опр	Не опр.
CaO	1,49	0,72	1,42	1,47	0,52	0,2	0,08	Не опр	"	"
Na O	16,12	15,81	15,95	15,90	15,7	15,9	16,0	16,6	22,0	23,15
K O	5,39	6,23	5,71	5,76	7,0	6,2	6,15	5,81	0,00	0,00
Сумма	100,14	100,95	100,78	99,81	99,16	100,96	100,61	101,46	100,91	99,4
K/(K + Na)	0,18	0,21	0,19	0,19	0,23	0,20	0,20	0,19	–	–

Таблица 80 (окончание)

Компоненты	Полевой шпат									
	(215)			829/5а	(225)		(220)		(222)	
	11	12[Щ]	13[Г]	14[Г]	15[В]	16[2]*	17[В]	18[2]*	19[В]	20[2]*
SiO	64,41	64,15	64,25	65,95	65,00	65,24	67,8	64,6	68,3	64,2
Al O	23,27	19,78	19,55	18,23	19,30	19,17	19,6	19,8	19,5	18,3
Fe O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	FeO 0,04	FeO 0,15	FeO 0,06	FeO 0,59
CaO	3,42	0,03	0,09	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00
Na O	9,36	2,87	0,58	0,23	1,90	1,76	11,7	2,65	11,70	2,0
K O	0,38	12,48	15,51	16,20	12,80	13,05	0,11	12,7	0,28	14,4
Сумма	100,84	99,31	99,98	100,61	99,00	99,39	99,25	99,70	99,84	99,49
K/(K + Na)	0,02	0,74	0,95	0,98	0,82	0,84	0,01	0,76	0,01	0,83

* Порфировые кристаллы.

[2]* Минерал из основной массы из симплектитовых прорастаний нефелина и полевого шпата; в скобках указаны номера образцов пород Лугингольского массива: 215 — шарообразное обособление псевдолейцита в приконтактовом нефелиновом сиените, 829/5а — вкрапленник псевдолейцитового сиенита, 225 — вкрапленник псевдолейцита из псевдолейцитового порфира, 220 и 222 — тингуавиты. Буквами обозначены: щ — щелочной полевой шпат с микропертитовой структурой, г — гомогенный щелочной полевой шпат, в — вкрапленники полевого шпата.

и идентичность химического и минерального составов псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов позволяют предполагать единый источник их происхождения. В то же время возникает вопрос, какие же факторы обусловили появление каждой из этих разностей пород?

Судя по их геологическому положению, как в Лугингольском, так и в ряде других массивов псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты локализованы в пределах единых геологических тел и связаны постепенными переходами, причем, как правило, увеличение числа вкрапленников псевдолейцита отмечается в приконтактовых зонах (Андреев и др., 1969). Вполне возможно, что именно особые условия кристаллизации в режиме, близком к закалке, свойственной зонам контакта, и явились одной из причин появления псевдолейцитовых сиенитов. При этом не исключено, что лейкократовые нефелиновые сиениты на начальном этапе формирования также содержали псевдолейцит. Однако если структура псевдолейцита сохранялась в зонах эндоконтакта, то в остальной части тела нефелиновых сиенитов при более медленном режиме остывания, по-видимому, происходило преобразование этих структур и возникали равномернозернистые породы.

При обсуждении генезиса рассматриваемых довольно редких пород с псевдолейцитом возникает множество вопросов, но главный заключается в том, каков же был состав первичного минерала, по которому образовались симплектитовые срастания нефелина со щелочным полевым шпатом? Как было показано В.И.Коваленко (Коваленко и др., 1974), перитектическая реакция калиевого лейцита с богатым натрием эвтектическим нефелин-сиенитовым расплавом — таков один из вероятных путей образования лейкократовых щелочных, в том числе псевдолейцитовых пород Лугингольского массива. Вместе с тем полученные в результате настоящего исследования данные о близости парагенезисов и состава минералов псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов, о высоких содержаниях натриевого компонента в псевдолейците (около 52 мол.% $NaAlSi_2O_6$) за счет присутствия обычного K-Na нефелина, а также новые экспериментальные данные о существовании кубической минеральной фазы K-Na анальцима (Roux, MacKenzie, 1978) позволяют допустить и другой путь образования псевдолейцитовых сиенитов. Возможно, что в Лугингольском массиве из щелочного расплава при достаточно высокой температуре выделялась первичная кубическая фаза водосодержащего K-Na анальцима, который с понижением температуры распадался на K-Na нефелин и Na-K или чисто калиевый полевой шпат. Если это явление действительно имело место, то правильнее агрегаты K-Na нефелина и щелочного полевого шпата называть не "псевдолейцит", а "псевдоанальцим". Отметим, что оба гипотетических пути формирования щелочных пород Лугингольского массива предусматривают кристаллизацию и последующее преобразование первичной кубической фазы (лейцита или анальцима) в условиях понижения температуры. Причем только в режиме быстрого охлаждения (эндоконтакт дайки) фиксируются реликты этой первичной кубической фазы. В других условиях реакция распада кубической фазы происходила до конца, и формировались равномернозернистые массивные породы.

Интересно, что в основной массе дайки порфировидного тингуаита наблюдался другой тип прорастаний нефелина и щелочного полевого шпата, который иногда также относят к псевдолейцитам. Это прорастания червеобразной формы, не имеющие внешней формы кристаллов. Они обычно интерпретируются как продукты котектической кристаллизации нефелина и щелочного полевого шпата (Davidson, 1970, The evolution..., 1979), а могут быть, по-видимому, объяснены и субсолидусной кристаллизацией (Edgar, 1978). Специфической особенностью этих прорастаний в Лугингольском массиве является присутствие фазы Na нефелина.

О ВЛИЯНИИ ПРОЦЕССОВ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ НА СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

Законы магматической дифференциации, определяющие в значительной мере разнообразие пород нормальной щелочности (The evolution..., 1979), оказывает не меньшее влияние и на состав пород повышенной щелочности. Обобщенные данные о характере изменения состава пород в ходе дифференциации показаны на диаграммах (рис. 110—112) на примере трех щелочных интрузивных серий: калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород (Кольский полуостров, Маймеча-Котуйская провинция), калиево-натрие-

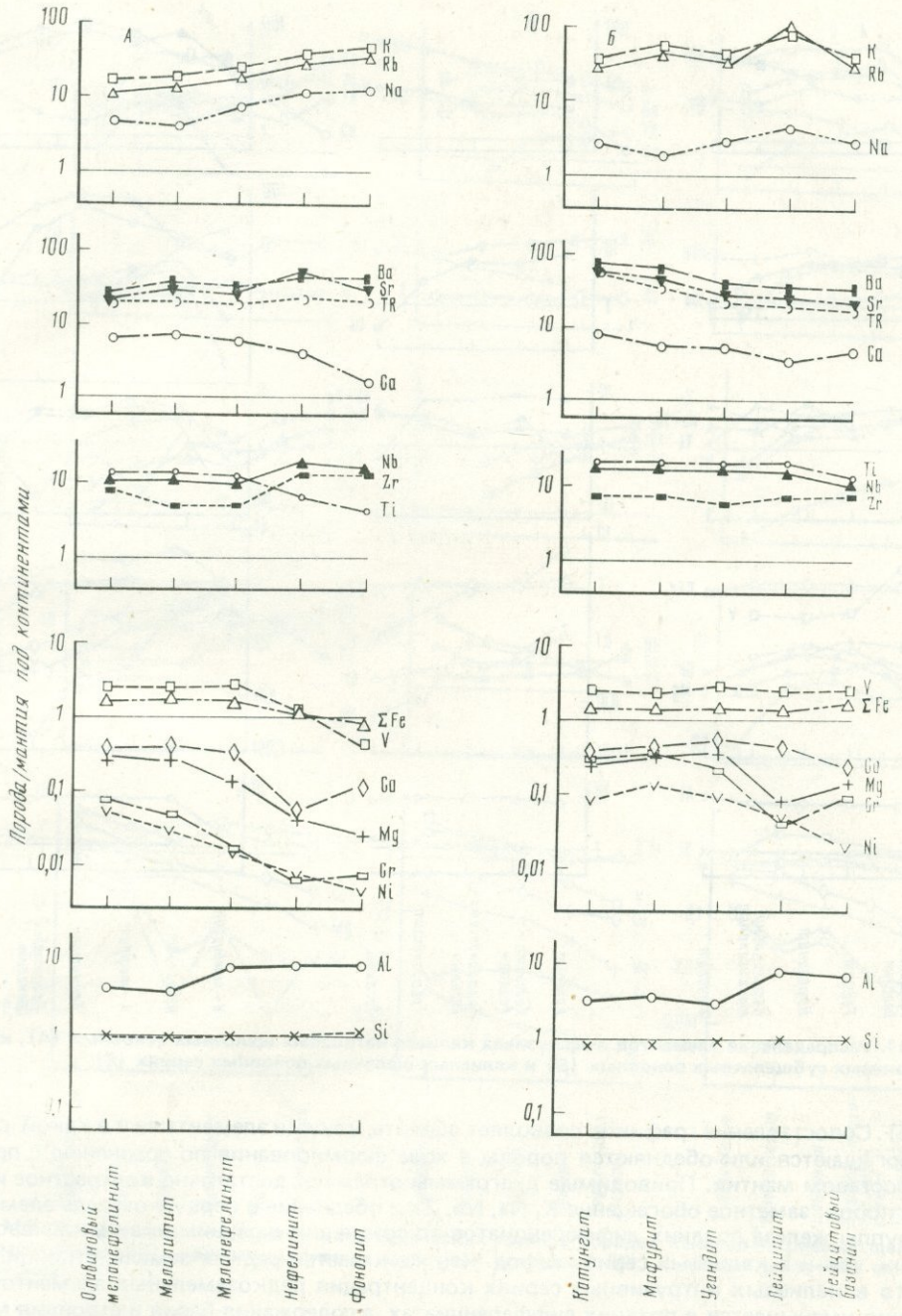


Рис. 110. Распределение элементов в эффузивах калиево-натриевых (*А*) и калиевых (*Б*) щелочных ультраосновных серий

вых щелочных основных пород (Кузнецкий Алатау, Витимское нагорье), калиевых щелочных основных пород (Таласский Алатау, Алдан), при этом использовались преимущественно материалы авторов. Диаграммы построены единообразно: по горизонтали показаны главные члены магматических серий (от более ранних — слева, к поздним — справа), а по вертикали — отношение содержания элементов в каждой из пород к содержанию этого же элемента в гипотетической мантии под континентами, по Б.Г.Лутцу

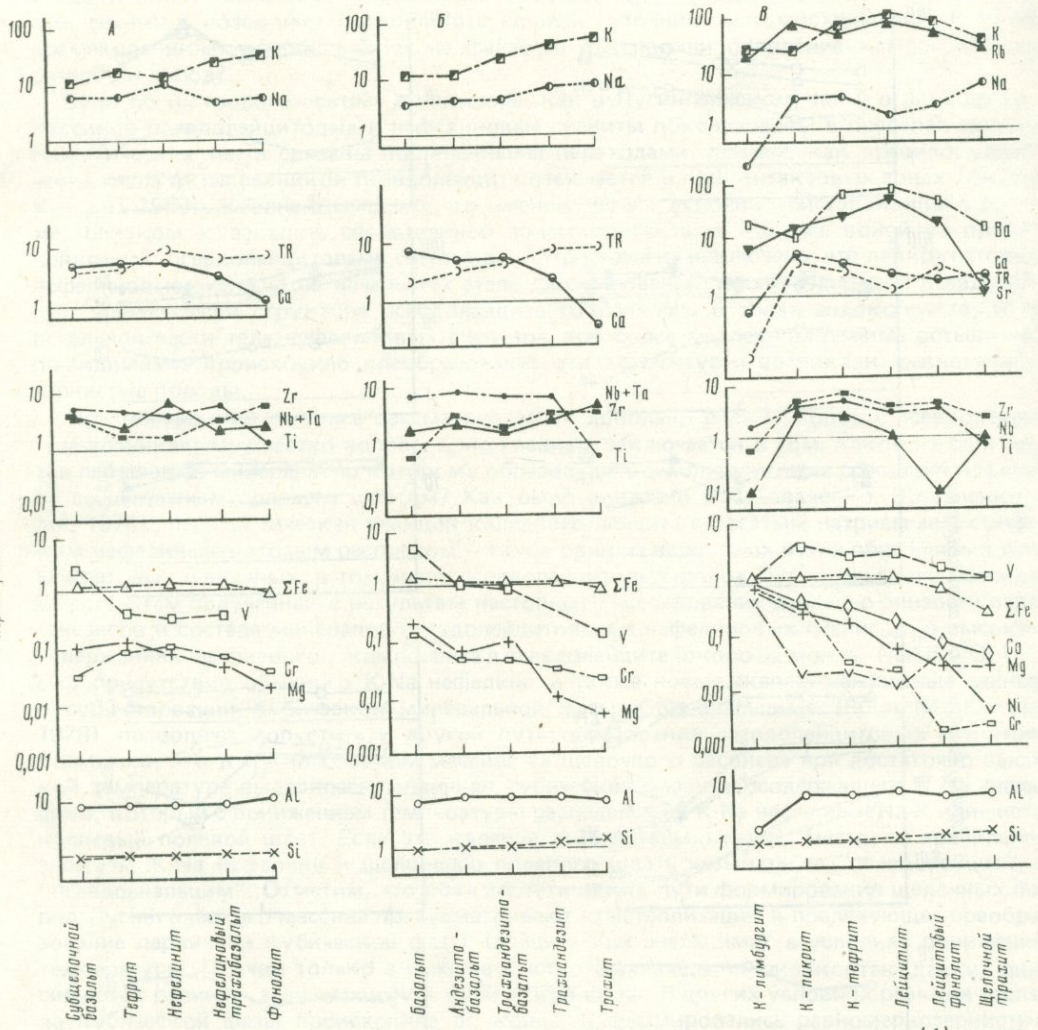


Рис. 111. Распределение элементов в эффузивах калиево-натриевых щелочных основных (*А*), калиево-натриевых субщелочных основных (*Б*) и калиевых щелочных основных сериях (*В*)

(1975). Сопоставление графиков позволяет оценить, какими элементами и в какой степени обогащаются или обедняются породы в ходе формирования по сравнению с принятым составом мантии. Приводимые диаграммы отражают достаточно контрастное изменение пород: заметное обогащение K, Na, Nb, Zr и обеднение в первую очередь элементами группы железа поздних дифференциатов по сравнению с ранними как в калиево-натриевых, так и в калиевых сериях пород. Что же касается редких земель, стронция, бария, то в калиевых интрузивных сериях концентрация редкоземельных элементов постепенно уменьшается в поздних дифференциатах, а содержания бария и стронция минимальны в начальных и конечных членах магматических серий. Напомним, что ранее (Кононова и др., 1981; Андреева и др., 1982) аналогичные тренды были выявлены для вулканических щелочных серий. При этом отмечались второстепенные провинциальные отличия в содержаниях ряда малых элементов для сходных вулканических серий.

Суммируем данные о главных факторах, определяющих направленность процессов дифференциации, а вместе с ними и состав магматических серий. К их числу относятся: исходный состав магм, *P–T* параметры их кристаллизации, явления аккумуляции, газового переноса, влияние вмещающих толщ и др. Рассмотрим эффект воздействия неко-

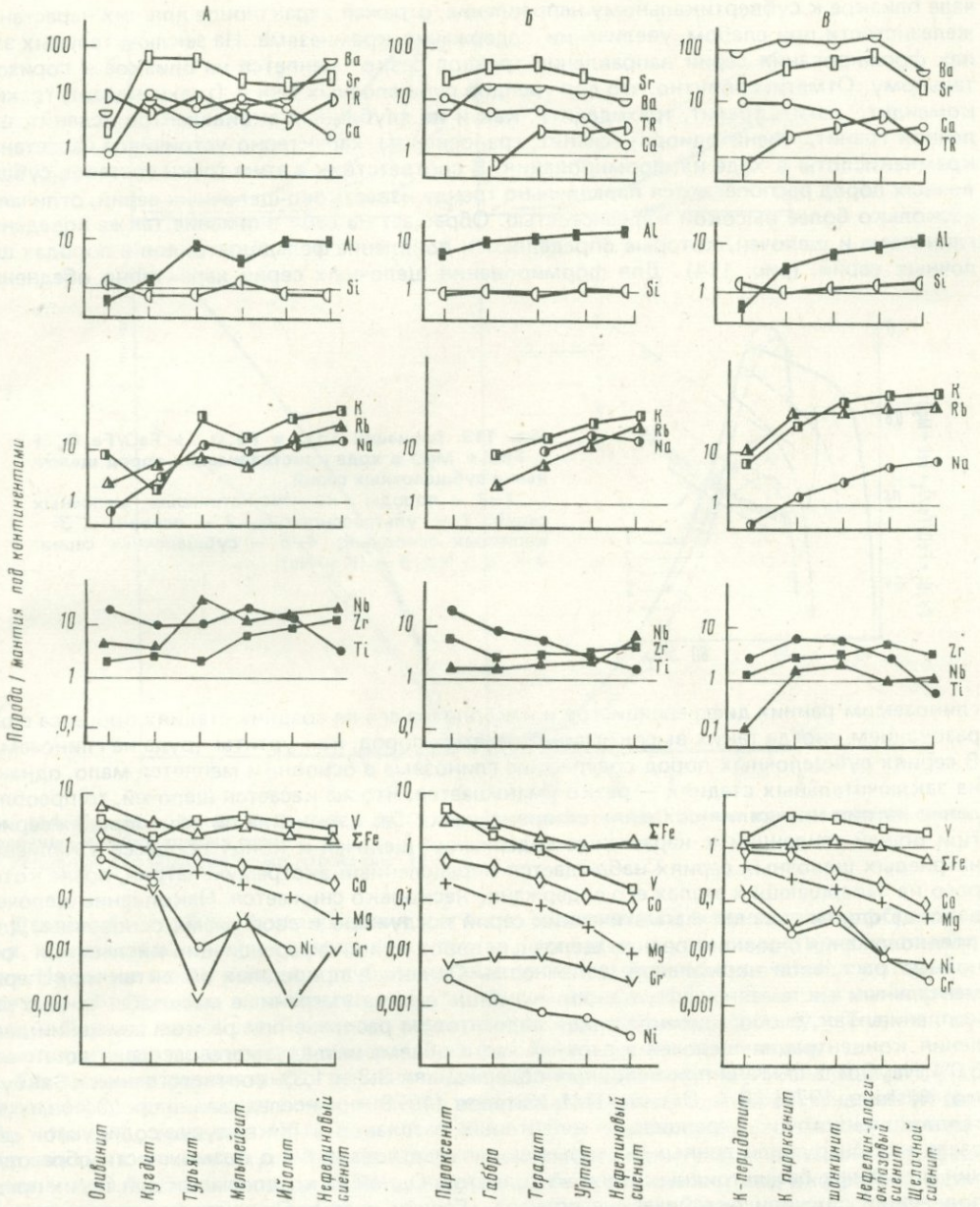


Рис. 112. Распределение элементов в плутонических горных породах калиево-натриевых щелочных ультраосновных (*А*), калиево-натриевых щелочных основных (*Б*), калиевых щелочных основных (*В*) сериях

торых из них на состав щелочных серий, привлекая иногда для сопоставления данные по субщелочным сериям.

Прежде всего остановимся на влиянии щелочности расплавов на ход дифференциации и состав магматических серий. Для этой цели рассмотрим тренды дифференциации ряда магматических серий на известной диаграмме в координатах SiO_2 и $Fe_2O_3 + FeO/Fe_2O_3 + FeO + MgO$ (рис. 113). Как известно, накопление кремнезема (тренд Боуэна) характерно для известково-щелочных серий, а накопление железа по отношению к магнию (тренд Феннера) – для толеитовых. Тренды эволюции щелочных серий имеют вна-

чале близкое к субвертикальному направление, отражая характерное для них нарастание железистости при слабом увеличении содержания кремнезема. На заключительных этапах формирования серий направление трендов резко меняется на близкое к горизонтальному. Отметим попутно, что для трендов субщелочных серий (трахиандезит, трахит, комендит; латит, трахит, трахидацит), как и их глубинных эквивалентов (сиенит, щелочной гранит; сиенитодиорит, сиенит, граносиенит) характерно устойчивое нарастание кремнекислоты в ходе их формирования. В соответствии с этим точки составов субщелочных пород располагаются параллельно тренду известково-щелочных серий, отличаясь несколько более высокой железистостью. Обращает на себя внимание также поведение глинозема и щелочей, которые определяют и появление фельдшпатоидов в породах щелочных серий (рис. 114). Для формирования щелочных серий характерно обеднение

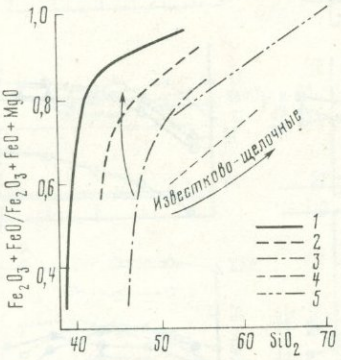


Рис. 113. Вариации SiO_2 и Fe_2O_3 + FeO/Fe_2O_3 + + FeO + MgO в ходе кристаллизации пород щелочных и субщелочных серий

1–3 — породы калиево-натриевых щелочных серий: *1* — ультраосновных, *2* — основных, *3* — калиевых основных; *4–5* — субщелочные серии: *4* — ($K > Na$), *5* — ($K < Na$)

глиноземом ранних дифференциатов и накопление его на средних стадиях процесса с образованием иногда таких высокоглиноземистых пород, как уртиты (руда на глинозем). В сериях субщелочных пород содержание глинозема в основном меняется мало, однако на заключительных стадиях — резко уменьшается. Что же касается щелочей, то преобладание натрия или калия сохраняется практически без изменения во всех породах серий. При общей тенденции к нарастанию содержания щелочей к концу процесса в калиево-натриевых щелочных сериях наблюдается определенный экстремум натрия, после которого на завершающих этапах его содержание несколько снижается. Накопление щелочей в конце формирования магматических серий послужило в свое время основанием для предположения о возникновении щелочных пород при дифференциации кислых или основных расплавов нормальной щелочности. Однако в природных объектах и экспериментальных системах были установлены лишь весьма умеренные масштабы такого накопления. Так, в обогащенном водой андезитовом расплаве при резком снижении давления концентрация щелочей в верхней части объема исследуемого расплава достигает 5,0% Na_2O и 1,7% K_2O при исходных содержаниях 3,3 и 1,3% соответственно (Sakuyama, Kushiro, 1979). В.А. Пугин и Н.И. Хитаров (1978) при исследовании процессов кристаллизационной дифференциации толеитовых расплавов в ликвидусно-солидусной области не обнаружили данных, которые свидетельствовали бы о возможности образования щелочных базальтоидных магм из толеитов. Одной из предпосылок для таких предположений служили океанические острова (Гавайи и др.). Они нередко представляют собою вершины подводных вулканов, основание которых сложено океаническими толеитами, а вершины — вулканическими щелочными породами. Однако исследования последних лет показали определенную обособленность щелочного вулканизма, который проявился после обширной эрозии, охватывающей период в несколько сотен тысяч лет (Naughton et al., 1980), и имеет иные геохимические тренды дифференциации, чем толеитовые серии (Лутц, 1980).

Причины различия трендов дифференциации магматических серий еще недостаточно ясны. В их числе упоминаются вариации фугитивности кислорода в ходе кристаллизации магмы, эффект метастабильной несмесимости жидкостей в силикатном расплаве. Что же касается щелочных серий, то прежде всего обращает внимание характерное для них изменение трендов в ходе кристаллизации, которое, по-видимому, отражает определенные изменения физико-химического режима на заключительных стадиях их формирования.

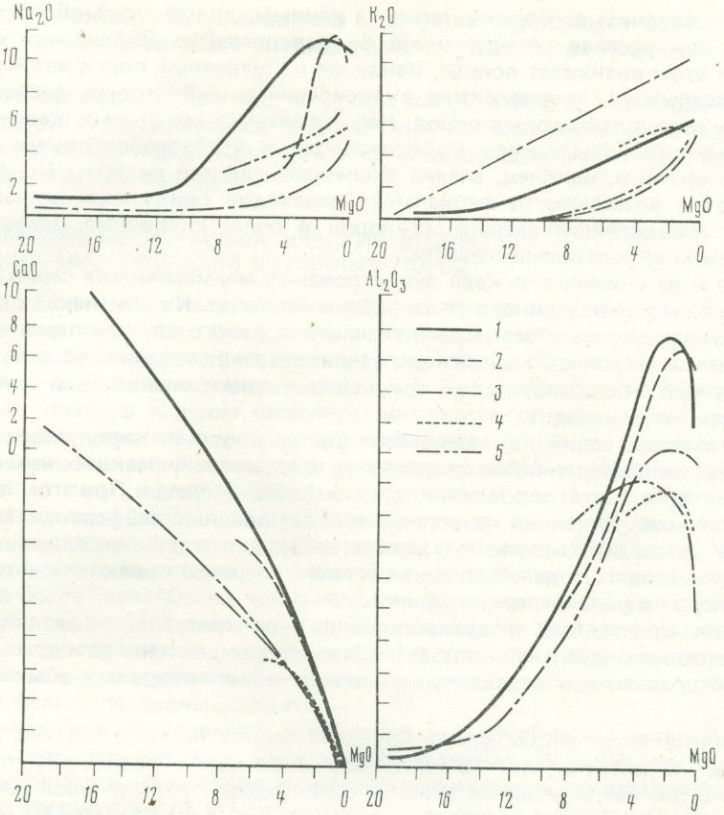


Рис. 114. Вариации Na_2O, K_2O, CaO и Al_2O_3 в зависимости от MgO в ходе кристаллизации пород щелочных и субщелочных серий

Условные обозначения те же, что на рис. 113

Давление и глубина формирования, согласно современным моделям магмообразования, в значительной мере определяют состав расплавов и устойчивость минеральных фаз. Не менее важен вопрос о глубинах становления магматических очагов, с которыми связано образование мезоабиссальных, гипабиссальных и эффузивных магматических серий. Породы таких серий заметно варьируют по минеральному составу, степеням раскристаллизации и равновесия минеральных фаз, хотя и близки по химизму.

Так, именно параметры, ограничивающие устойчивость нефелина и анальцима (*P, T*, режим H_2O), определяют возникновение тералита в мезоабиссальной обстановке (K-Na-Fsp + Ne + Pl), тешенита (K-Na-Fsp + Anc + Pl + Ol) в гипабиссальных условиях, при поверхностных излияниях, приближающихся по составу к тефриту. Как показано Е.В. Шарковым и О.А. Богатиковым (1981), именно глубина определяет ход дифференциации в интрузивных щелочных основных сериях и образование габбро-сиенитовых массивов в малоглубинных условиях при давлениях порядка 0,5—1 кбар и габбро-нефелинсиенитовых — при давлениях 8 ± 2 кбар.

Для различных серий щелочных ультраосновных пород на основании реконструкции строения отдельных магматических тел опубликованы данные о глубинах их становления. Так, для серий, включающих, помимо щелочных разностей и карбонатитов, оливиниты и мелилитовые породы, вычисленные глубины становления массивов составляют 1—4 км. В то же время для серии пироксенит, мельтейгит, ийолит, малиньит, фельдшпатоидный сиенит, карбонатит глубина формирования массивов оценивается в 9—11 км.

Возрастание давления оказывает особенно заметное воздействие на минеральные парагенезисы пород, в состав которых входят лейцит и анальцим, характеризующиеся узкими пределами параметров стабильности. Известна более чем полувековая дискуссия о природе псевдолейцитовых пород и особенно обогащенных натрием псевдолейци-

тов. Согласно последним экспериментальным данным, допускается образование K-Na псевдолейцита при распаде обнаруженной в экспериментах кубической фазы K-Na анальцима. При этом возникает вопрос, какая же из щелочных пород является глубинным (мезоабиссальным) эквивалентом вулканогенных лейцитовых, анальцимовых и гипабиссальных псевдолейцитовых пород. Наблюдаемые в некоторых щелочных массивах постепенные переходы между нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами, близость их химизма и, наконец, анализ экспериментальной системы $Ne–Ks–Q–H_2O$ свидетельствуют о возможности фациальных переходов близповерхностных лейцит-, анальцим- или псевдолейцитсодержащих пород в более глубинные мезоабиссальные кальсилитовые или нефелиновые сиениты.

Температура и ее снижение в ходе формирования магматических серий определяет состав непрерывного реакционного ряда полевых шпатов. Их изменение от основного плагиоклаза до олигоклаза и затем до щелочного полевого шпата с переменным соотношением калия и натрия фактически определило возникновение субщелочных серий пород латит, трахит, трахидацит, а при сокращении относительной доли калия — серии трахиандезит, трахит, комендит.

Для магматических серий как щелочных ультраосновных пород, так и щелочных основных пород наиболее типичен следующий прерывистый реакционный ряд темноцветных минералов оливин, пироксен, иногда амфибол и слюда. При этом наблюдается общая для всех серий тенденция нарастания в более поздних дифференциатах (по сравнению с более ранними) содержаний железа и кальция в оливинах, железа и натрия в пироксенах и железа в слюдах. Вариации состава минералов являются одной из причин разнообразия пород в рассмотренных сериях.

Аккумуляция кристаллов, выделившихся в ходе кристаллизации, обусловливает появление анхимономинеральных пород (оливинитов, пироксенитов и др.). Их природа и генетическое родство с определенными магматическими сериями обычно вызывает дискуссию.

Так, оливиниты в щелочных ультраосновных сериях нередко считают генетически не связанными с интрузивами ийолитов-карбонатитов (Главнейшие провинции..., 1974). Вместе с тем наблюдаемая в природе серия пород с непрерывной сменой парагенезисов минералов Ol + ti-Mt → Ol + Mel + ti-Mt → Mel + Cpx + ti-Mt → Mel + Ne + + Cpx + ti-Mt → Ne + Cpx + ti-Mt → Ne + K-Na-Fsp + Cpx была в общих чертах воспроизведена экспериментально (Yoder, 1976), что является достаточно убедительным аргументом в пользу возможности образования оливинитов как ранних членов щелочных ультраосновных серий. Учитывается также приемственность составов минералов (оливин, Fe-Ti окисные минералы) в ультраосновных и щелочных членах серии, появление промежуточных пород типа оливинового мельтейгит-порфира.

Дискутируется природа калиевых щелочных гипербазитов и их генетическая связь со сложно дифференцированными сериями калиевых щелочных пород, несмотря на установленное геохимическое сходство перидотитов и остальных членов серий, как и отличие их от альпинотипных гипербазитов (Еремеев, 1984).

Вмещающие толщи оказали заметное воздействие на ход процессов дифференциации и состав некоторых серий щелочных средних пород. Так, в эндоконтактовых частях фойяитовых и миаскитовых интрузивов при взаимодействии с кремнекислой средой (гнейсы и др.) возникали сиенитовые породы (от плагиоклаз- до нефелинсодержащих), образуя пуласкит-фойяитовые и сиенит-миаскитовые магматические серии. Обменные реакции нефелин-сиенитового расплава с вмещающей карбонатной средой обусловили появление ювитов, ийолитов в зонах эндоконтакта массивов фойяитов. При оценке влияния летучих на состав серий следует иметь в виду экспериментальные данные Л.Н.Когарко (1977), показавшие, что высокощелочные (агпаитовые) расплавы растворяют практически неограниченное количество летучих (вода, фтор), и только при кристаллизации менее щелочных расплавов возможно отделение флюидной фазы, обусловливающей значительно более интенсивную фенитизацию вмещающих толщ и развитие послемагматических процессов.

Приуроченность щелочных пород к тектонически ослабленным зонам в пределах наиболее стабильных структур получила в настоящее время определенное объяснение при экспериментальных исследованиях. В частности, при плавлении тералита (Кононова и др., 1981) было показано, что ход процесса кристаллизации щелочного расплава зависит от режима натрия и летучих. В тех случаях, когда создаются условия для отделе-

ния летучих (резкое снятие внешнего давления), происходит вынос вместе с ними натрия, и щелочные расплавы становятся источником пород субщелочного или нормального ряда.

В заключение подчеркнем, что процессы магматической и, в первую очередь, кристаллизационной дифференциации оказали существенное влияние на концентрацию полезных компонентов и формирование ряда месторождений полезных ископаемых, связанных со щелочными породами.

ВНУТРИКОРОВЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ – ПРИЧИНА МНОГООБРАЗИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Формирование щелочных интрузивов в верхних частях земной коры обычно сопровождается метасоматическими процессами, развивающимися как на контактах с вмещающими толщами (контактово-реакционные процессы), так и после кристаллизации щелочных пород (послемагматические процессы). Метасоматические образования, хотя и присутствуют почти в каждом щелочном интрузиве, по масштабам развития обычно подчинены магматическим породам. Контактово-реакционные процессы (фенитизация и др.) наиболее масштабно проявлены в связи с калиево-натриевыми сериями, формировавшимися в гип- и мезоабиссальных условиях. В контактах массивов, сложенных породами калиевых щелочных серий, фиксируются лишь небольшие зоны скарнов. Возможно, это связано с близповерхностным образованием этих серий. Что же касается послемагматических процессов, то масштабы их развития в породах калиевых серий иногда даже более значительны, чем в некоторых калиево-натриевых сериях. По составу метасоматические новообразованные породы варьируют достаточно широко; среди них известны щелочные разности, напоминающие интрузивные. Возникает проблема гетерогенности таких распространенных щелочных пород, как ийолиты, уртиты, тералиты, эссекситы и фельдшпатоидные сиениты.

Метасоматические образования (альбититы, микроклиниты, слюдиты и др.), сопровождающие щелочные массивы, неизменно привлекают внимание, поскольку являются нередко концентраторами редких элементов и минералов, представляющих практический интерес. Рассмотрим роль контактово-реакционных и послемагматических процессов в щелочном петрогенезисе, уделив главное внимание наиболее масштабным и характерным из них.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ (КОНТАКТОВО-РЕАКЦИОННОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ)

Проблема взаимодействия магматических расплавов с вмещающими (особенно карбонатными) толщами до сих пор привлекает внимание петрологов и периодически вызывает острые дискуссии. Чаще всего они возникают в связи с обсуждением гипотезы Р.Дели (Daly, 1910), согласно которой все разнообразие щелочных пород возникало в результате ассимиляции известняков исходной щелочноземельной магмой. Блестящий анализ развернувшейся в последующие годы продолжительной дискуссии о правомерности этой гипотезы опубликован П.Вайли (P.Wyllie, The Alkaline Rocks, 1974), а затем А.Р.Мак Бирней (Mc Birney, The evolution, 1979), отмечавших три главных периода. Первый соответствует 1910–1935 гг., когда гипотеза Дели достигла максимального признания, при этом аргументы как за, так и против гипотезы основывались главным образом на полевых наблюдениях. Второй период – 1936–1955 гг., – начало аргументированной критики представлений Дели на основе экспериментальных исследований, обнаруживших термальный барьер между бесфельдшпатоидными и фельдшпатоидсодержащими расплавами, что заметно затруднило реальное применение гипотезы. В третий период – 1956–1970 гг. – изучение магматогенных карбонатитов подорвало доверие к непосредственным полевым аргументам, а дополнительные экспериментальные данные дали новые доказательства несостоятельности гипотезы. Многочисленные изотопные и геохимические исследования последних лет, в том числе и результаты, рассмотренные ранее, подтвердили, что многие щелочные породы сложены преимущественно веществом глубинного происхождения, и не обнаруживают в сколько-нибудь заметных масштабах заимствование вещества коры.

Начиная с конца 40-х годов весьма популярной стала гипотеза Г.Эккермана (Ecker-

Таблица 81. Главнейшие контактово-реакционные процессы домагматической и магматической стадий формирования щелочных пород

Щелочная магматическая серия	Район, массив	Вмещающая порода	Интрузив, раствор	Контактовый процесс	Новообразованные породы	
					экзоконтактовые	эндоконтактовые
Оливинит, мелилитолит, ультраосновной фоидолит с карбонатитом	Кольский полуостров, Ковдорский и др.	Гранито-гнейс	Глубинный щелочной раствор	Фенитизация (доинтрузивный)	Фенитизированный гнейс, сиенит-фенит с нефелином	Малиньит
		Оливинит, пироксенит	Ийолит	Ийолитизация	Пироксеновые породы, нефелиновый пироксенит	Мельтейгит, меланократовый ийолит
Пироксенит, ультраосновной фоидолит, фельдшпатоидный и щелочной сиенит, карбонатит	Восточный Саян	Сланцы кварц-мусковитовые	Глубинный щелочной раствор, сёрнеит, ийолит	Фенитизация и ийолитизация	Фениты, в том числе пироксеновый фенит	Мельтейгит
Габбро, тералит, уртит, фойяит	Кузнецкий Алатау, Кия-Шалтырский	Лейкогаббро	Уртит	Ийолитизация	Нефелинизированное габбро	Мельтейгит, ийолит, плагиоклазовый уртит
Фойяит, уртит, луяврит, науяит; щелочной сиенит, хибинит, фойяит с рисчорритом	Ловозерский, Хибинский	Гранито-гнейс	Эгириновый фойяит	Фенитизация (доинтрузивная)	Фенитизированный гнейс, кварцевый фенит, сиенит-фенит	Щелочной сиенит
То же	Те же	Зеленокаменные сланцы	То же	Ороговикование и слабая фенитизация	Роговики, меланократовые фениты	Щелочной сиенит с астрофиллитом
Эгириновый фойяит, полевошпатовый ийолит	Енисейский кряж, Заангарский	Известняк, известковистый сланец	Эгириновый фойяит	Мраморизация, пироксенизация, ийолитизация	Пироксеновый кальцифир с нефелином, скарноиды, роговики варьирующего состава	Ийолит
Эгирин-геденбергитовый фойяит, ювит, ийолит-уртит	Юго-Восточная Тува, Чахыртойский, Харлинский, Баянкольский, Аруктинский	Кальцитовый мрамор с примесью доломита	Эгирин-геденбергитовый фойяит	Скарнирование, пироксенизация, ийолитизация	Кальцифиры разного состава, пироксеновый скарн	Ийолит, малиньит, ювит, мельтейгит, якупирангит

	Северо-Восточная Тува, Катунский	Доломитовый мрамор	То же	То же	Форстеритовый кальцифир, пироксеновый скарн	Малиньит, мельтейгит
	Прибайкалье, Тажеранский	Известковистый и магнезиальный	Фойяит	То же	Бруситовый мрамор, шпинель-форстеритовый скарн, шпинель-фассаитовый скарн, нефелин-оливиновая порода	Ийолит
	Юго-Восточная Тува, Чикский, Дахунурский	Кальцитовый мрамор	Уртит, ийолит	То же	Кальцифиры разного состава, пироксеновый скарн	Якупирангит, мельтейгит
Пуласкит, амфиболовый и эгириновый фойяит, мариуполит	Юго-Восточная Тува, Коргередабинский массив	Оливин-пироксеновое габбро	Амфиболовые и эгириновые фойяиты	Фенитизация	Щелочное лейкогаббро, олигоклазит-фенит, эссексит-фенит	Пуласкит
	Юго-Восточная Тува, Тоскульский	Мраморы	То же	Перекристаллизация, слабая фенитизация	Кальцифир с пироксеном	Ювит
	Тува, Дугдинский	Сланцы, граниты	То же	Фенитизация	Сиенит-фенит	Кварцевый сиенит
Сиенит, миаскит	Урал, Вишневогорский	Гранито-гнейс	Глубинный щелочной раствор, миаскит	Мигматизация, фенитизация, сиенитизация	Фениты пироксеновые, амфиболовые, биотитовые, щелочной мигматит	Сиениты амфиболовый, биотитовый

Примечание. Таблица составлена с использованием публикаций О.А.Воробьевой с соавторами (1972), Р.М.Яшиной (1963, 1964), В.А.Кононовой (1961, 1971, 1976), В.И.Коваленко с соавторами (1969), А.А.Конева и В.С.Самойлова (1972), Е.Д.Андреевой (1968), Л.К.Пожарицкой и В.С.Самойлова (1972), А.С.Сергеева (1967), Б.М.Роненсона (1966). Термины "ийолитизация", "сиенитизация" употребляются для тех контактово-реакционных процессов, при которых имеет место магматическое замещение метасоматически переработанных вмещающих пород.

mann, 1948), который возникновение щелочных пород рассматривал как результат взаимодействия карбонатитовой магмы с вмещающими гранито-гнейсами. Этот, как бы обратный вариант гипотезы Дели, был разработан на примере классического карбонатитового массива Ально (Швеция). Однако как и в случае гипотезы об ассимиляции известняков, проведенные в последние годы детальные изотопные, геологические и геофизические исследования массива Ально показали, что развитые здесь щелочные породы не являются продуктами ремобилизации фенитизированных под влиянием карбонатитовой магмы гнейсов, а имеют глубинную природу.

Несомненно, что во всем комплексе аргументов, которые позволили опровергнуть ведущее значение процессов ассимиляции (в понимании Дели), большую роль сыграли результаты экспериментальных исследований и прежде всего данные о переносе щелочей газовой или флюидной фазами. В частности, доказана невозможность существенного переноса щелочей в субщелочных магмах и в то же время важная роль этого процесса в щелочных расплавах. Следует отметить, что участие газовой фазы в контактовых процессах отмечал еще Д.С.Белянкин (Белянкин, Петров, 1940).

Наиболее подробно вопросы транспортировки магматического вещества ювенильными растворами, включая процессы, происходившие на контактах интрузивов с вмещающими породами, рассмотрены Д.С.Коржинским (1962) и В.А.Жариковым (1960). Они рассматриваются (Коржинский, 1952) как метасоматические процессы магматической стадии (магматическое замещение). Было показано, что при магматическом замещении вмещающих толщ имеет место сложный физико-химический процесс, который сопровождается заметными метаморфическими и метасоматическими изменениями боковых пород с одновременным изменением состава расплава, что существенно влияет на ход магматического процесса и состав его продуктов — серий магматических пород. Возникающие в зонах контакта породы заметно отличаются по составу в зависимости от состава реагирующих сред. В табл. 81 приведены данные о главнейших контактово-реакционных процессах, сопровождающих формирование щелочных массивов. Обращает на себя внимание то, что наиболее масштабно они проявились в мезоабиссальных условиях на контактах массивов, сложенных калиево-натриевыми щелочными породами. Калиевые щелочные породы не оказывают существенного контактового воздействия на вмещающие толщи; возможно, это связано с малыми глубинами их формирования. Даже на контакте калиевых щелочных интрузивов с мраморами появляются лишь маломощные зоны скарна.

В настоящем разделе рассматриваются особенности контактов калиево-натриевых щелочных пород, поскольку именно при их взаимодействии с вмещающими толщами возникают новообразованные щелочные породы (нефелинизированные мельтейгиты, ийолиты, габбро и др.). Сопоставляются особенности контактов следующих типов: 1) фойяитов и уртитов с мраморами кальцитового и доломитового составов; 2) фойяитов и уртитов с габбро; 3) ийолитов с оливинитами и пироксенитами; 4) ийолитов и нефелиновых сиенитов с гранито-гнейсами и сланцами. Поскольку вопрос о роли известняков в щелочном петрогенезисе продолжает дискутироваться, наиболее подробные материалы приведены по контактово-реакционному взаимодействию щелочных пород с мраморами разного состава, уникальные примеры которого известны в Туве и Прибайкалье.

Контакты фойяитов и уртитов с мраморами. Вслед за Р.Дели (Daly, 1910), приписавшим процессу ассимиляции известковистого материала кислой магмой решающую роль в возникновении щелочных пород, образование нефелиновых пород за счет карбонатных толщ рассматривали В.Гаммер и С.Бар (Gummer, Burr, 1946), а позднее Л.Мойд (Moyd, 1949) для провинции Онтарио (Канада). Последний отстаивал гипотезу о возникновении нефелиновых пород за счет гнейсов с прослоями мраморов серии Гренвилль в результате их взаимодействия с гидротермальными эманациями магматического происхождения, выделенными при охлаждении и кристаллизации гранитов. Позднее К.Тилли (Tilley, 1958), проведя детальное минералогическое изучение нефелиновых гнейсов Йорк Ривер (Канада) и обсудив процесс нефелинизации с количественной точки зрения, пришел к выводу, что он связан с нефелинсодержащей магмой. Небольшие участки ийолитов и уртитов в районе Банкрофт приурочены к контактам с мраморами и, по-видимому, по условиям образования близки аналогичным породам, известным в ряде массивов Юго-Восточной и Северо-Восточной Тувы, Енисейского кряжа, Кузнецкого Алатау, Прибайкалья.

Рассмотрим несколько примеров образования нефелин-пироксеновых пород преимущественно меланократового состава в контактах фойяитов и уртитов с мраморами. Контакты эгирин-геденбергитовых фойяитов и доломитсодержащих мраморов детально исследовались в ряде массивов Юго-Восточной Тувы, из которых наиболее представительными являются Харлинский массив (см. гл. 2) и Чахыртойское инъекционное поле.

Чахыртойское инъекционное поле закартировано в верховьях р. Чахыртой на площади около 3,5 км^2 (рис. 115). В его пределах инъекции щелочных пород перемежаются с блоками мрамора. По периферии инъекционное поле окаймлено прерывистой полосой нефелин-пироксеновых пород. В центральной части его преобладают инъекции эгирин-геденбергитовых фойяитов, и только несколько обособленных выходов представлено щелочными сиенитами дайкового комплекса. Размеры инъекций так же, как и разобщающих их мраморов, колеблются в широких пределах (от десятков сантиметров до десятков метров). Сохранилось несколько крупных блоков мрамора, пронизанных мелкими инъекциями эгирин-геденбергитовых фойяитов. Мраморы, находящиеся внутри инъекционного поля, в основном имеют близкое к субширотному простирание при углах падения, приближающихся к вертикальным, что аналогично залеганию вмещающих мраморов. Такими же элементами залегания обладают и сами щелочные инъекции, т.е. они являются согласными. В то же время при внедрении нефелиновых сиенитов мраморы, по-видимому, частично смещались, так как в единичных случаях их блоки, сохраняя субширотное простирание, имеют более пологие углы падения и как бы приподняты. Изучение зон контакта многочисленных инъекций фойяитов и мраморов позволяет проследить характер изменений, которые отмечаются на границе столь разных по составу сред. Сопоставление минерального состава и структуры пород эндо- и экзоконтакта показало, что наиболее распространены два типа контактовых изменений.

Контакты первого типа сопровождают преимущественно щелочные инъекции краевых частей поля и характеризуются развитием вдоль инъекций значительных по мощности эндоконтактовых зон, сложенных преимущественно ийолитами. Мраморы экзоконтактовой зоны изменены слабо; здесь отмечена лишь узкая (не превышающая нескольких сантиметров) полоса пироксеновых пород, нередко содержащих кальцит.

Контактовые изменения второго типа преобладают в центральной части инъекционного поля и сопровождаются зонами (мощностью до нескольких метров) экзоконтактовых преобразований с широким развитием кальцифиров разнообразного состава, содержащих в переменных количествах нефелин, эгирин-геденбергит, микроклин-пертит и гастингсит. Геденбергитовые фойяиты в эндоконтакте инъекций сохраняются неизмененными.

Детальные исследования обоих типов контакта (Кононова, 1964), показали, что если при формировании контактов первого типа ведущими являлись диффузионные (ассимиляционные) процессы, то для контактов второго типа были характерны процессы инфильтрации. Помимо отмеченных главных типов контактов, имеются случаи промежуточного характера, когда наряду с образованием прерывистой, невыдержанной по мощности зоны ийолита в эндоконтакте фойяита, мраморы экзоконтакта превращены в кальцифиры. Такие контакты как бы совместили черты двух первых типов.

Ийолиты и мельтейгиты образуются только в контакте первого типа. Зоны контакта инъекций эгирин-геденбергитовых фойяитов и мраморов в этом случае имеют сложное строение, а их мощность изменяется от 5—10 см до 10—15 м, достигая максимальных значений на периферии инъекционного поля. Строение зон контактов несколько различается. Одни разности пород то преобладают, составляя около 50% мощности зоны, то исчезают, как, например, пироксеновые породы (скарны). Другие зоны, например, ийолиты, ведут себя более устойчиво, присутствуя в большинстве изученных контактов. Однако всюду прослеживается определенная последовательность в смене приконтактовых пород: эгирин-геденбергитовый фойяит — полевошпатовый ийолит — ийолит — мельтейгит — пироксеновая порода типа скарна — перекристаллизованный мрамор — мрамор с графитом. Смена отдельных разновидностей пород приконтактовой зоны происходит постепенно. Исключение составляет граница с мрамором, которая, как правило, очень резкая при наличии ийолита и менее отчетливая в случае появления пироксеновой породы.

Прежде, чем переходить к обсуждению вещественного состава пород, слагающих зоны контакта, укажем, что аналитические данные по ряду рассматриваемых далее объек-

Таблица 82. Химический состав пород (в вес. %), слагающих зоны эндо- и экзоконтакта щелочных массивов

Компоненты	Чахыртойский			
	Фойяит	Ийолит	Пироксеновый скарн	Мрамор
	1а	3а	5а	7а
SiO_2	50,60	41,98	39,26	Не опр.
TiO_2	0,62	0,86	1,38	"
Al_2O_3	19,30	16,09	4,05	"
Fe_2O_3	3,01	4,25	8,26	"
FeO	5,56	10,06	14,31	"
MnO	0,24	0,40	0,57	"
MgO	0,20	0,34	0,30	0,04
CaO	5,10	12,57	19,77	55,25
Na_2O	7,49	6,04	4,18	Не опр.
K_2O	5,06	2,73	0,62	"
H_2O^-	0,14	0,10	0,00	"
H_2O^+	1,16	1,26	0,81	"
CO_2	0,78	3,50	6,68	43,23
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,37	100,18	100,44	98,81
"y"	197	194	191	107
$\frac{FeO + Fe_2O_3}{CaO + MgO}$	1,20	0,83	0,84	Не опр.

Таблица 82 (окончание)

Компоненты	Дахунурский			
	Уртит	Интенсивно нефелинизированный пироксенит	Слабо нефелинизированный пироксенит	Пироксенит
	21а	22а	23а	24а
SiO_2	39,48	39,56	41,30	41,36
TiO_2	0,34	1,29	1,07	1,24
Al_2O_3	28,54	21,45	12,46	11,56
Fe_2O_3	1,64	1,67	4,58	4,34
FeO	2,20	6,06	8,56	11,50
MnO	0,05	0,08	0,20	0,25
MgO	0,74	4,17	6,96	5,61
CaO	7,68	16,35	21,29	22,82
Na_2O	13,38	5,78	2,64	0,82
K_2O	3,50	1,34	0,49	0,04
H_2O^-	0,13	0,06	0,02	0,12
H_2O^+	0,97	0,89	0,2	0,68
CO_2	1,64	0,80	1,12	0,00
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,32	99,57	100,08	100,39
"y"	187	189	190,8	190,5
$\frac{FeO + Fe_2O_3}{CaO + MgO}$	0,33	0,27	0,34	0,39

Примечание. Ан. 1а–7а, 21а–25а, 36а–39а — по В.А.Кононовой (1976), ан. 15а–20а — по В.И.Коваленко с соавторами (1969). Дополнительно в анализах определены (в вес. %): ан. 1а — F 0,01, S 0,05, P_2O_5 0,10, BaO 0,95; ан. 5а — S 0,02, SrO 0,23; ан. 7а — BaO 0,04; SrO 0,25; ан. 16а — P_2O_5 0,04: ан. 21а — F 0,03; ан. 22а — S 0,04, Cl 0,03; ан. 23а — S 0,19; ан. 24а — F 0,02, S 0,03; ан. 36а — P_2O_5 0,33. "y" — условный потенциал ионизации, по В.А. Жарикову, 1967.

Катунский					
Фойяит	Меланократовый малиньит	Мельтейгит	Пироксеновый скарн	Форстеритовый кальцифир	Доломитовый мрамор
15а	16а	17а	18а	19а	20а
54,63	44,09	44,16	41,80	4,03	0,6
0,58	2,04	0,95	0,17	0,00	0,00
20,94	9,76	6,94	4,81	1,00	Не опр.
2,52	5,85	7,37	1,89	1,00	"
3,21	11,01	9,73	3,99	Не опр.	"
0,18	0,41	0,50	0,25	"	"
0,78	3,53	5,94	11,31	24,41	23,27
1,87	14,04	19,43	28,44	37,87	35,68
7,70	4,32	2,00	0,96	Не опр.	0,08
5,79	1,87	0,55	0,33	"	0,06
1,46	0,89	Не опр.	0,39	"	Не опр.
0,23	0,05	"	0,11	"	"
Не опр.	Не опр.	"	Не опр.	"	40,63
1,84	0,94	2,37	6,78	33,62	Не опр.
101,73	98,84	99,94	101,23	100,93	100,32
200	194	194	189	187	194
1,46	0,67	0,46	0,10	Не опр.	Не опр.

	Ковдорский			
Мрамор	Массивный ийолит	Нефелин-пироксеновая порода	Пироксеновая порода	Оливинит
25а	36а	37а	38а	39а
Не опр.	40,47	47,05	43,46	38,36
"	1,76	0,86	1,20	0,36
"	14,21	4,12	1,22	0,60
"	6,94	5,90	11,05	4,32
"	4,22	5,77	5,10	8,69
"	0,15	0,25	0,14	0,30
1,04	4,82	10,52	14,57	43,57
57,90	10,83	18,57	20,26	1,54
Не опр.	8,41	3,30	0,48	0,14
"	3,90	0,94	0,44	0,30
"	0,38	0,10	0,16	0,16
"	0,96	0,86	0,68	0,79
"	1,93	1,56	1,16	0,81
"	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
—	98,98	99,80	99,92	99,94
187,0	192,5	191,5	190,6	181,4
Не опр.	0,46	0,26	0,29	0,16

Таблица 83. Химический состав (в вес. %) и структурные формулы пироксенов из пород, слагающих зоны эндо- и экзоконтакта массивов

Компоненты	Чахыртойский		Харлинский				Катунский	
	Фойяит	Пироксеновый скарн	Фойяит	Полевошпатовый ийолит	Ийолит	Кальцифир	Фойяит	Пироксеновый скарн
	1б	5б	8б	10б	11б	12а–13б	15б	18б
SiO_2	47,12	45,58	46,15	48,56	49,29	47,16	45,05	51,19
TiO_2	0,61	1,05	2,72	1,16	1,48	2,00	1,53	0,19
Al_2O_3	3,29	4,88	2,37	2,11	2,39	2,50	5,52	4,85
Fe_2O_3	8,39	10,20	7,65	6,97	5,60	5,46	10,63	2,35
FeO	18,76	19,15	16,65	13,77	12,17	16,63	14,70	1,98
MgO	0,57	0,34	2,92	4,92	6,60	3,82	3,28	13,45
MnO	0,73	0,71	0,62	0,46	0,44	0,39	0,94	0,12
CaO	16,47	12,62	18,12	19,24	19,64	20,24	10,89	24,37
Na_2O	3,70	4,59	2,87	2,91	2,64	2,10	3,71	0,10
K_2O	0,21	0,83	0,12	0,13	0,10	0,09	1,55	0,03
H_2O^-	0,18	0,04	0,47	0,40	0,41	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H_2O^+	0,45	0,59	0,06	0,06	0,06	"	"	"
CO_2	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	"	"
Прочие		Не опр.	"	"	"	"	2,07	0,07
Сумма	100,48	100,58	100,72	100,69	100,82	100,39	99,87	98,70
Si	1,89	1,83	1,85	1,89	1,89	1,86	1,82	1,92
Ti	0,02	0,03	0,08	0,03	0,05	0,06	0,05	0,01
Al	0,15	0,23	0,11	0,10	0,11	0,12	0,25	0,21
Fe^{3+}	0,25	0,30	0,23	0,20	0,16	0,16	0,32	0,06
Fe^{2+}	0,64	0,64	0,55	0,45	0,39	0,55	0,53	0,06
Mg	0,03	0,02	0,17	0,28	0,39	0,22	0,19	0,75
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00
Ca	0,70	0,54	0,77	0,80	0,80	0,86	0,47	0,98
Na	0,29	0,35	0,22	0,22	0,20	0,16	0,29	0,01
K	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,08	0,00
Сумма	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Примечание. Ан. 1б–5б и 21б–24б приведены по данным автора (Кононова, 1961, 1964), ан. 8б–18б заимствованы из работ Р.М.Яшиной (1964) и В.А.Коваленко и др. (1969). В составе "прочих" компонентов определены (в вес. %) в ан. 15б–п.п.п. 2,07; ан. 18б–п.п.п. 0,07; ан. 21б–п.п.п. 0,04, F 0,06; ан. 36б – P_2O_5 0,01; ан. 38б – P_2O_5 0,02. Расчет структурных формул пироксенов ан. 21б–24б выполнен по кислородному методу (из расчета шести атомов кислорода), остальных пироксенов – по катионному методу (сумма катионов принималась равной "4").

тов приведены в гл. 2 при описании соответствующих массивов (Харлинский, Коргередабинский, Кия-Шалтырский, Заангарский), а также в табл. 82 и 83, где анализы пород и минералов из одних и тех же зон каждого объекта имеют одинаковый номер и различаются только буквенным индексом. Для удобства сопоставления составов построены диаграммы изменения минерального и химического составов пород в зонах контакта (рис. 116), на которых сохранена нумерация, принятая в таблицах. Отметим попутно, что показанный на диаграммах различный характер границ содержаний минералов и окислов для зон эндо- и экзоконтакта, условно отражает следующую наблюдаемую в природе их особенность: постепенное изменение состава пород в массивах по мере приближения к контакту (плавные линии изменения содержаний в зонах эндоконтакта) и скачкообразное изменение содержаний в метасоматических зонах, сформировавшихся на месте вмещающих пород (ступенчатый характер границ содержаний в зонах экзо-

Катунский		Дахунурский			Ковдорский		
Ийолит		Нефелинизированный пироксенит		Пироксенит	Массивный ийолит	Нефелин-пироксеновая порода	Пироксеновая порода
21б	21б$_1$	22б	22б$_1$	24б	36б	37б	38б
42,06	43,06	43,90	43,87	44,66	52,11	51,32	52,16
1,87	1,29	1,95	1,96	1,61	0,53	0,63	0,48
9,63	10,72	7,61	7,62	10,26	1,47	1,60	1,66
5,08	4,11	6,11	6,33	2,69	13,64	5,16	1,44
9,22	9,11	9,80	9,44	6,39	4,31	5,34	1,41
7,67	7,83	7,31	7,19	10,84	7,67	11,73	16,85
0,16	0,55	0,27	0,29	0,11	0,27	0,30	0,14
22,15	22,09	21,53	21,99	22,60	14,34	21,34	25,81
1,12	0,86	1,32	1,14	0,72	5,38	2,20	0,25
0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,19	0,12
0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
0,60	0,25	0,40	0,30	0,60	0,00	0,15	0,00
0,44	0,40	0,36	0,20	0,00	Не опр.	0,39	0,10
0,13	0,10	0,03	Не опр.	Не опр.	"	0,01	0,02
100,54	100,37	100,59	100,33	100,48	99,89	100,46	100,44
1,65	1,66	1,71	1,71	1,68	1,97	1,93	1,90
0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,02	0,02	0,01
0,44	0,49	0,35	0,35	0,45	0,07	0,07	0,08
0,15	0,12	0,18	0,18	0,08	0,39	0,15	0,04
0,30	0,29	0,31	0,31	0,20	0,14	0,17	0,04
0,45	0,45	0,42	0,42	0,61	0,43	0,65	0,91
0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
0,90	0,89	0,88	0,90	0,91	0,58	0,84	1,00
0,08	0,06	0,10	0,08	0,05	0,39	0,16	0,02
0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
4,04	4,02	4,02	4,02	4,03	4,00	4,00	4,00

контакта). В качестве примера остановимся на характеристике состава пород в зонах контакта инъекций эгирин-геденбергитовых фойяитов с мраморами в Чахыртойском инъекционном поле.

Несмотря на внешнее разнообразие, эти породы обладают несомненными признаками генетического родства. Все они сложены одними и теми же породообразующими минералами (нефелин, микроклин-пертит, эгирин-геденбергит), но в резко различном количественном соотношении; характерны такие акцессорные минералы, как титанит, апатит, Fe-Ti окисные минералы, присутствующие в фойяитах, но нигде не встреченные в мраморах. В направлении контакта с мрамором происходит уменьшение количества сосуществующих минералов в составе пород, а именно: трехминеральный парагенезис — нефелин + микроклин-пертит + эгирин-геденбергит (фойяиты) — сменяется через полевошпатовые ийолиты (переходные разности пород с небольшим содержанием микро-

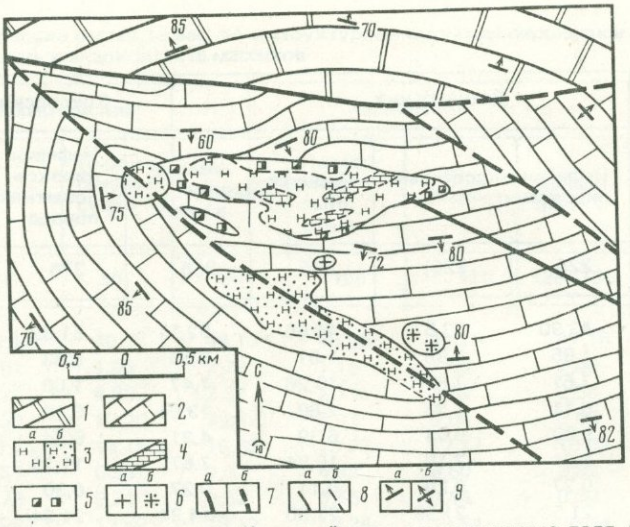


Рис. 115. Схема геологического строения Чахыртойского инъекционного поля (по В.А. Кононовой, 1964)

1 — известняки, доломиты уланэргинской свиты (Cm_1); *2* — мраморы и мраморизованные известняки с линзами кристаллических сланцев балыхтыгхемской свиты (Pt_2); *3—5* — среднепалеозойский интрузивный комплекс: *3* — эгирин-геденбергитовые фойяиты (*а*), альбитизированные эгирин-геденбергитовые фойяиты (*б*), *4* — блоки мрамора с многочисленными мелкими инъекциями эгирин-геденбергитовых фойяитов, *5* — мельтеигиты и ийолиты, *6* — нижнепалеозойский интрузивный комплекс: *а* — плагиограниты, *б* — гранодиориты; *7* — тектонические нарушения прослеженные (*а*) и предполагаемые (*б*); *8* — геологические границы прослеженные (*а*) и предполагаемые (*б*); *9* — элементы залегания горных пород с углами падения 60—80 (*а*) и 90° (*б*)

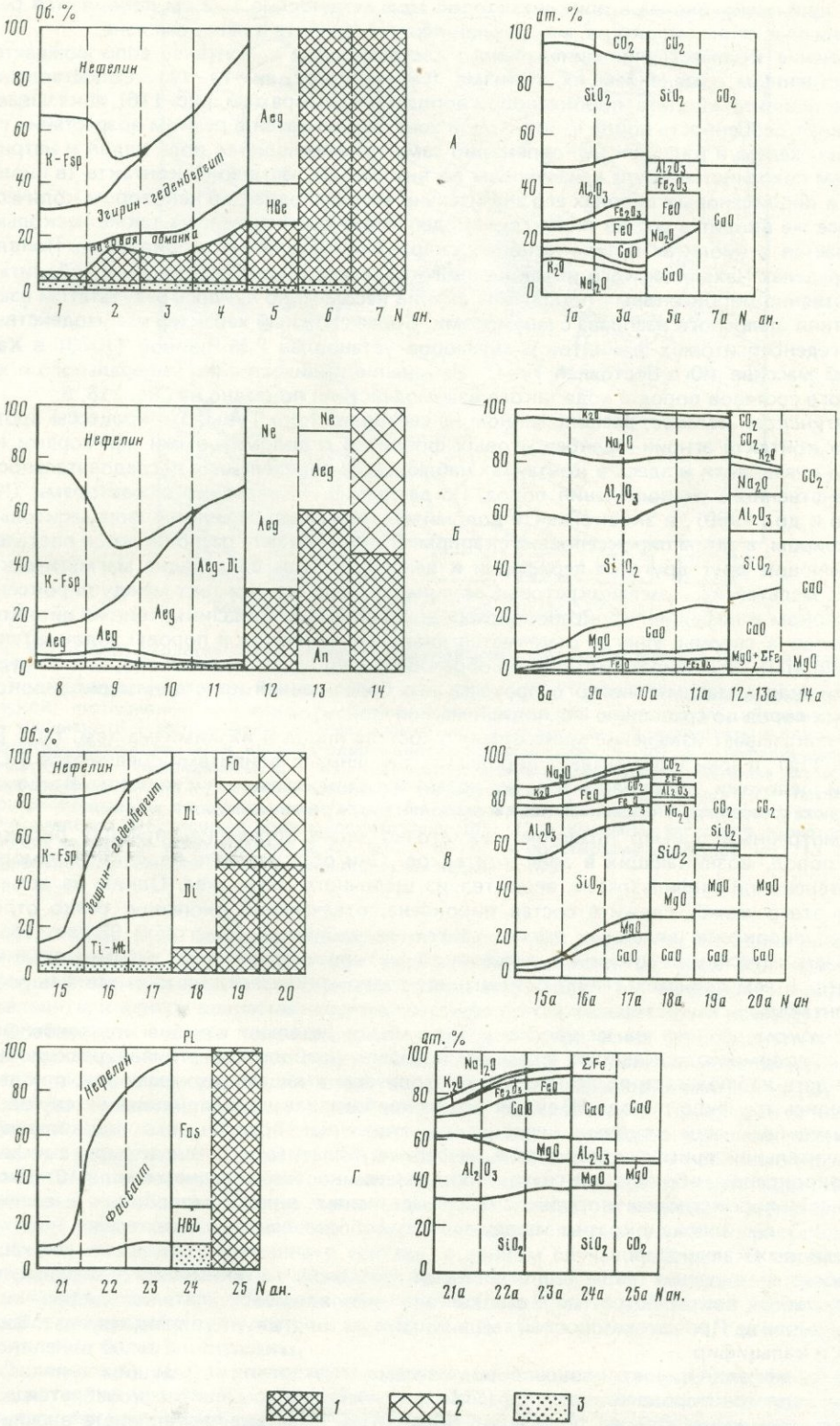
клин-пертита) двухминеральным парагенезисом — нефелин + эгирин-геденбергит (ийолит). Мельтейгиты служат переходом к мономинеральным пироксеновым породам зоны экзоконтакта, состоящим из эгирин-геденбергита.

Существенную черту пород Чахыртойского инъекционного поля составляет постоянная примесь кальцита, причем по сравнению с фойяитами (кальцита 3,2%) его роль заметно увеличивается в ийолитах (до 8,4%) и резко возрастает в пироксеновых породах экзоконтакта (нередко около четверти их объема). Гипидиоморфная структура фойяитов и ийолитов, аллотриоморфная структура пироксеновых пород и пойкилобластовая структура пород переходного состава (полевошпатовый ийолит, мельтейгит) позволяет установить следующий общий порядок образования минералов во всех разновидностях пород, где они присутствуют: эгирин-геденбергит → нефелин → микроклин-пертит.

Касаясь состава главных породообразующих минералов, отметим, что нефелин и микроклин-пертит из различных разновидностей пород весьма близки, а в составе пироксена хотя и отмечаются некоторые колебания, но они не достигают значительных величин, поэтому название эгирин-геденбергит сохранено за обеими разновидностями (см. табл. 83, ан. 1*б*, 5*б*). Вмещающие мраморы (массивные, крупнозернистые, белого цвета) обычно содержат тонкую вкрапленность графита. В качестве акцессорной примеси в них отмечены единичные зерна тремолита и кварца. Вблизи инъекций происходит перекристаллизация мрамора, сопровождающаяся исчезновением графита и других акцес-

Рис. 116. Диаграмма изменения минерального и химического составов пород в зонах контакта с мраморами

А — Чахыртойское инъекционное поле: 1 и 1а — фойяит, 2 — полевошпатовый ийолит, 3 и 3а — ийолит, 4 — мельтейгит, 5 и 5а — пироксеновый скарн, 6 — приконтактовый мрамор, 7 и 7а — мрамор; *Б* — Харлинский массив: 8 и 8а — фойяит, 9 и 9а — ювит, 10 и 10а — полевошпатовый ийолит, 11 и 11а — ийолит, 12 — нефелин-пироксеновый кальцифир, 13 — апатит-пироксеновый кальцифир, 12—13а — кальцифир, 14 и 14а — доломитсодержащий мрамор; *В* — Катунский массив: 15 и 15а — фойяит, 16 и 16а — меланократовый малиньит, 17 и 17а — мельтейгит, 18 и 18а — пироксеновый скарн, 19 и 19а — форстеритовый кальцифир, 20 и 20а — доломитовый мрамор; *Г* — Дахунурский массив: 21 и 21а — уртит, 22 и 22а — интенсивно нефелинизированный пироксенит, 23 и 23а — слабо нефелинизированный пироксенит, 24 и 24а — пироксенит, 25 и 25а — мрамор. *1* — кальцит, *2* — доломит, *3* — акцессорные минералы


Об. %
Нефелин
K-Fsp
Эгирин-геденбергит
Ревовая обманка
Aeg
HBe
1 2 3 4 5 6 7 N ан.
А
ат. %
CO_2
SiO_2
Al_2O_3
Fe_2O_3
FeO
Na_2O
CaO
K_2O
1a 3a 5a 7a N ан.
Б
Ne
Aeg-Di
An
8 9 10 11 12 13 14
8a 9a 10a 11a 12-13a 14a
Ti-Mt
Di
Fo
15 16 17 18 19 20
В
15a 16a 17a 18a 19a 20a N ан
Pl
Фассаит
Fas
HBL
21 22 23 24 25 N ан.
Г
21a 22a 23a 24a 25a N ан.
1
2
3

сорных примесей; иногда в приконтактовой зоне мощностью 1—2 см появляются редкие единичные зерна пироксена, микроклин-пертита, альбита и лепидомелана.

Изменение количественно-минерального состава пород в контакте сопровождается соответственным изменением их химизма (см. табл. 82, ан. 1*а*—7*а*). Сопоставление составов фойяита, ийолита, пироксеновой породы и мрамора (см. рис. 116) показывает, что главная особенность пород контактовой зоны заключается в резком возрастании содержания железа и кальция. Одновременно заметно уменьшается роль калия и натрия. Глинозем сохраняется почти неизменным во внутренней части зоны контакта (в ийолитах), а в пироксеновых скарнах его значительно меньше, однако в некотором количестве он все же входит в состав пироксена. Содержание кремнекислоты также несколько уменьшается в ийолитах и пироксеновых скарнах по сравнению с фойяитами. Появление в пределах Чахыртойского инъекционного поля нефелин-пироксеновых (ийолиты) и существенно пироксеновых пород типа скарна несомненно явилось результатом взаимодействия щелочного расплава с мраморами. Более сложный характер взаимодействия эгирин-геденбергитовых фойяитов и мраморов установлен Р.М.Яшиной (1963) в Харлинском массиве (Юго-Восточная Тува). Изменение количественно-минерального и химического составов пород в ходе такого взаимодействия показано на рис. 116, б.

В *Катунском массиве*, расположенном на северо-востоке Тувы, эти процессы протекают на контакте эгирин-геденбергитовых фойяитов с доломитовыми мраморами несколько иначе, хотя и здесь в контактах наблюдается определенная последовательность пространственного расположения пород. По данным В.И.Коваленко с соавторами (Коваленко и др., 1969), в экзоконтакте доломитовый мрамор сменяется форстеритовым кальцифиром, а затем пироксеновым скарном. В эндоконтакте располагаются постепенно сменяющие друг друга от периферии к центру массива следующие магматические породы: мельтейгит — меланократовый малиньит — фойяит. Контакт между пироксеновым скарном и нефелин-пироксеновой породой магматический с инъекциями ийолитов и фойяитов в скарны. Иногда отмечаются инъекции фойяитов в породы эндоконтакта (мельтейгиты). Это свидетельствует об образовании эндоконтактовых скарнов в магматический этап метасоматического процесса и о более ранней кристаллизации эндоконтактовых пород по сравнению с основной массой фойяитов.

Как показывает изменение минерального состава пород и их химизма (см. табл. 82, 83, рис. 116), в зоне эндоконтакта породы по сравнению с фойяитами обедняются SiO_2, Al_2O_3 и щелочами, обогащаясь в то же время магнием, кальцием и железом. В зоне экзоконтакта фиксируется привнос всех компонентов, кроме кальция и магния.

Рассмотренный пример позволяет достаточно четко определить природу пироксеновых пород, возникающих в зоне контактов. Они образовались на месте мраморов при интенсивной инфильтрации вещества из щелочного интрузива. Одним из доказательств этого может служить состав пироксена, отвечающий диопсиду, резко отличному от пироксена щелочных пород — эгирин-геденбергита (см. табл. 83, ан. 15*б* и 18*б*). Однако ассимиляционные (диффузионные) процессы также, несомненно, имели место, о чем свидетельствует повышенное содержание магния и кальция в породах эндоконтакта.

В *Чикском массиве* на юго-востоке Тувы были детально изучены контакты ийолитов с доломитсодержащими мраморами. Здесь наиболее отчетливая реакционная зональность наблюдалась по границам с ксенолитами вмещающих мраморов, при этом различались три типа пород: 1) существенно карбонатная порода (сохраняется только во внутренней части крупных ксенолитов), сложенная преимущественно кальцитом с незначительной примесью пироксена, нефелина и апатита; 2) кальцифиры с нефелином и пироксеном, образующие светлые полосы мощностью в среднем около 10—15 см; 3) нефелин-пироксеновые породы, слагающие темные полосы мощностью в среднем около 3—5 см и неоднократно чередующиеся с более светлыми полосами нефелин-пироксеновых кальцифиров.

Полосчатое строение характерно для всей западной части Чикского массива, где неоднократно повторяются породы состава ийолит—мельтейгит—кальцифир—мельтейгит—ийолит. При этом прослой мельтейгита, а иногда якупирангита, разобщает ийолит и кальцифир.

Состав нефелин-пироксеновых пород весьма неустойчив. Ведущим минералом породы является пироксен состава фассаита, причем содержание его колеблется даже в пределах одной и той же полосы от 56 до 81%. Содержание карбоната варьирует

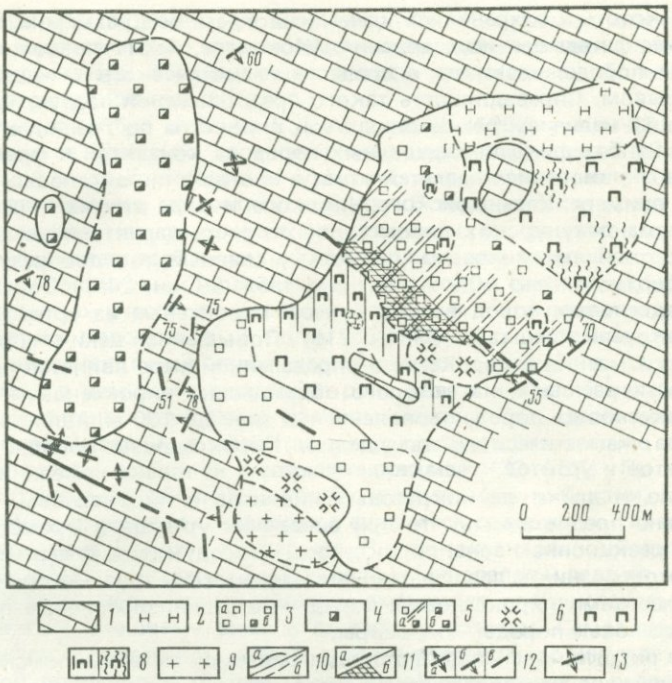


Рис. 117. Схема геологического строения Дахунурского щелочного массива (по В.А. Кононовой, 1961)

1 — мраморы с графитом балыктыгхемской свиты (ϵ_{2-3}); *2–8* — среднепалеозойский (Сангиденский) интрузивный комплекс: *2* — нефелиновые сиениты, *3* — уртиты (*а*), ийолит-уртиты (*б*), *4* — ийолиты; *5* — метасоматически-измененные щелочные породы: ийолит-уртиты с плагиоклазом, гранатом, кальцитом (*а*) и кальцитсодержащие ийолиты и козениты (*б*), *6* — нефелин-цеолитовые пегматиты, *7* — пироксениты, *8* — измененные пироксениты скаполитизированные (*а*) и нефелинизированные (*б*); *9* — нижнепалеозойские (танноульские) плагиограниты; *10* — границы распространения пород по коренным выходам (*а*) и по крупноглыбовым элювиальным осыпям (*б*); *11* — разломы (*а*), мощная зона милонитизации (*б*); *12* — элементы залегания слоистости вмещающих толщ при углах падения $> 80°$ (*а*), $< 80°$ (*б*) и простирание мраморов (*в*); *13* — залегание прослоев песчанистых известняков при углах падения $> 80°$

от 4 до 23%. Еще большие колебания отмечены для нефелина (от единичных зерен до 39%). Апатит присутствует как акцессорный минерал (1, реже 5%). Изменения минерального состава закономерны: краевые зоны состоят в основном из пироксена и кальцита, к центру возрастает содержание нефелина, а кальцит почти исчезает.

Особенности состава полосчатого комплекса, его согласное со слоистостью мраморов простирание позволяют предполагать, что многочисленные инъекции ийолитов внедрились в мраморы по их слоистости. При этом мрамор, зажатый между двумя соседними инъекциями, был метасоматически переработан и превращен в нефелин-пироксеновый кальцифир. Только центральные части наиболее крупных ксенолитов мрамора сохранились в виде существенно кальцитовых пород с небольшой примесью силикатных минералов. Сами инъекции, обогащаясь по краям известковистым материалом, приобретали более меланократовый состав, отвечающий мельтейгиту, а иногда и пироксениту. Изменение среды, а следовательно, и условий кристаллизации, отражают минералы переменного состава, в данном случае пироксен. В пироксене из кальцифира по сравнению с пироксеном из ийолита возрастает содержание кремнезема и окисного железа при убывании закисного железа и магния. Близкий характер имеет процесс взаимодействия уртитов и мраморов в Дахунурском массиве, где масштабы его проявления более значительны.

Дахунурский массив представлен двумя небольшими телами, сложенными преимущественно уртитами и ийолитами (рис. 117). В пределах восточного тела, помимо уртитов, закартировано два поля (площадь 0,2–0,3 км^2) своеобразных пироксеновых

пород, среди которых сохранились ксенолиты мраморов размером до 0,06 км^2. Проведенные ранее детальные исследования (Кононова, 1961) позволили допустить, что пироксеновые породы возникли в процессе магматического замещения мрамора щелочным расплавом. Справедливость такого предположения подтверждается следующими фактами: 1) наличием реакционных зон пироксена по границам инъекций уртита в мраморы; 2) базификацией щелочных пород на контактах с мраморами, сопровождающейся возникновением мельтейгитов, а иногда и пироксеновых пород, как было показано на примере Чахыртойского, Чикского и ряда других массивов; 3) своеобразием химизма дахунурских пироксеновых пород, характеризующихся необычайно высоким содержанием глинозема, поскольку главный породообразующий минерал – фассаит – содержит около 10% Al_2O_3 (см. табл. 83, ан. 24*б*). Отметим попутно, что фассаит пироксеновых пород весьма близок пироксенам из уртитов и ийолитов Дахунурской интрузии (см. табл. 83, ан. 21*б*). Повышенная величина отношения закиси железа к окиси магния в пироксене в определенной мере является показателем высокой щелочности расплава, из которого образовались пироксеновые породы. Нефелинизация пироксеновых пород, проявленная в зоне до 100 м, является следующей стадией процесса магматического замещения. Пироксеновые породы сформировались раньше ийолитов и уртитов, о чем свидетельствует не только нефелинизация пироксеновых пород, но и дайки лейкократовых ийолитов в пироксеновых породах. Таким образом, можно предположить, что при внедрении уртитов в мраморы по их границе образовались реакционные зоны пироксеновых пород, которые частично нефелинизировались. При этом возникла следующая метасоматическая зональность: уртит-мельтейгит и ийолит с участками пироксеновых пород – нефелинизированные пироксеновые породы – пироксеновые породы – мраморы.

Положение пироксеновых пород в рассматриваемой метасоматической колонке соответствует положению скарнов, поэтому в дальнейшем для удобства сопоставления они будут называться пироксеновыми скарнами. Особенности изменения минерального и химического составов пород (см. табл. 82, 83, рис. 116,*г*) показывают, что по мере перехода от уртита к мраморам в породах увеличивается содержание кремнезема, кальция, магния, железа и убывает количество глинозема и щелочей, в соответствии с чем в зоне контакта и образуются существенно пироксеновые породы.

Рассмотренные примеры показали, что контактовое взаимодействие уртитов и ийолитов с мраморами кальцитового и доломитового составов, несомненно, имело место. Однако масштабы процесса обычно ограничены (затухают на расстоянии нескольких метров), и лишь в исключительных случаях, как было показано на примерах Дахунурского и Харлинского массивов, в ходе контактового взаимодействия возникают значительные объемы новообразованных пород, отвечающих по составу пироксенитам, мельтейгитам , ийолитам и лишь в единичном случае (Харлинский массив) ювитам. Подобные контактово-реакционные явления можно рассматривать как магматическое замещение мраморов щелочными расплавами. В ходе этого процесса происходил вынос ряда элементов из щелочных инъекций (кремнезем, глинозем, щелочи, железо, фосфор, титан) и шло образование метасоматических кальцифиров и скарнов. Вместе с тем на фронте магматического замещения щелочные породы усваивали некоторое количество карбонатного материала, что вызвало образование в зонах эндоконтакта меланократовых разностей пород – мельтейгитов, якупирангитов, пироксенитов.

Взаимодействие щелочных ультраосновных и щелочных основных расплавов с мраморами – явление достаточно редкое. Известен ряд районов (Маймеча-Котуйская провинция, Кузнецкий Алатау), где щелочные интрузивы, хотя и прорывают мраморы, либо не сопровождаются процессами магматического замещения совсем, либо они проявлены в сугубо ограниченных масштабах (преимущественно в зонах экзоконтакта), вызывая лишь перекристаллизацию и скарнирование мраморов.

Контакты фойяитов и уртитов с габбро. В магматических сериях щелочных основных пород с внедрением щелочных дифференциатов, как правило, происходят контактово-реакционные изменения более ранних пород основного состава и новообразование таких субщелочных и щелочных разностей, как эссекситы, пуласкиты, иногда тералиты и др. Подобные явления отмечались на Кольском полуострове в массивах Гремяха-Вырмес и Елетьозерский (Кухаренко и др., 1972), а также в Кия-Шалтырском (Андреева, 1968) и Коргередабинском (Яшина, 1963) массивах. Подробно последний пример рассмотрен в гл. 2. Напомним только, что ядро массива сложено гастингситовыми

фойяитами, внутреннее (эндоконтактовое) полукольцо — магматическими пуласкитами, внешнее (экзоконтактовое) полукольцо — метасоматическими олигоклазит-фенитами и эссексит-фенитами, а вмещающие породы представлены более древними по возрасту оливин-пироксеновыми габбро.

Контакты уртита с габбро изучены Е.Д. Андреевой (1968) в Кия-Шалтырском массиве, где фиксируется довольно сложная реакционная зона, представленная в эндоконтакте ийолитом и плагиоклазовым уртитом, а в экзоконтакте — нефелинизированным габбро, отвечающим по составу тералиту. В эндоконтакте вдоль всего уртитового тела образовалась невыдержанная по мощности (от десятков сантиметров до 20—25 м) зона меланократовой породы типа ийолита или мельтейгита, которая обладает неоднородным такситовым, полосчатым и пятнистым сложением, обусловленным сменой мелкозернистых участков крупнозернистыми и почти пегматоидными, а также темных существенно пироксеновых полос светлыми, существенно нефелиновыми. В контактовых ийолитах почти втрое увеличивается содержание пироксена, состав которого меняется; в нем резко возрастает роль железа и отчасти натрия и снижается содержание окиси титана, глинозема, магния и кальция по сравнению с фассаитом из уртита и габбро. Нефелина в ийолитах зоны контакта значительно меньше, чем в уртите; его количество колеблется в широких пределах (32—56%). По химизму нефелины из эндоконтактового ийолита и уртита интрузии очень близки, хотя в первом из них, так же как в пироксенах, несколько снижается содержание глинозема, магния и кальция, а содержание щелочей возрастает. В эндоконтактовых ийолитах по сравнению с уртитами больше акцессорных Fe-Ti окисных минералов и апатита.

Во внутренней зоне эндоконтакта ийолиты сменяются плагиоклазовыми уртитами, приближающимися по внешнему виду и составу к уртитам. Самое существенное их отличие заключается в появлении, хотя и в незначительном количестве (до 3%), плагиоклаза высокой основности (битовнит-лабрадор), не несущего следов каких-либо изменений и ксеноморфного по отношению к другим минералам.

Экзоконтактовая зона представлена тералитами, образовавшимися в результате нефелинизации габброидов. Если эндоконтактовые ийолиты и плагиоклазовые уртиты унаследовали черты интрузивного уртита, то экзоконтактовые тералиты более сходны с субщелочным габбро. Они состоят из плагиоклаза, фассаита, оливина, акцессорных Fe-Ti окисных минералов и апатита. Главное отличие заключается в появлении в тералитах позднего нефелина, возникшего за счет замещения плагиоклаза в эндоконтактовом субщелочном габбро. Обращает внимание и такситовое сложение тералитов, обусловленное неравномерным распределением светлых и цветных минералов и различной крупностью их зерен. В составе тералитов довольно много пироксена, есть оливин, резко снижается содержание плагиоклаза, а количество нефелина нарастает, как и содержание (более 11%) апатита и особенно Fe-Ti окисных минералов. Оливин в тералитах, как и в субщелочном габбро, представлен гиалосидеритом, но более железистой разновидностью. Плагиоклаз в тералитах, в отличие от субщелочного габбро, почти всегда зональный, с ядром, отвечающим лабрадору или битовниту, и каймой состава андезина. Ход процесса в самой общей форме с учетом химического состава пород представляется следующим. По ослабленной зоне на контакте габброидного интрузивного тела с вмещающей эффузивно-осадочной толщей внедрился уртитовый расплав, которому, по-видимому, предшествовали отделившиеся от него растворы, насыщенные щелочами, глиноземом и богатые летучими компонентами (P, CO_2, H_2O, Cl). Они воздействовали на субщелочное габбро в зоне контакта (висячий бок интрузива) и вызывали его нефелинизацию. Основной плагиоклаз замещался нефелином с освобождением некоторого количества кальция, компенсированного привнесенными щелочами. Субщелочное габбро нефелинизировалось, причем в эндоконтакте происходила диффузия кальция и железа, обусловившая появление эндоконтактовых ийолитов с высокожелезистым пироксеном, увеличение количества апатита, и образование в прилегающих уртитах позднего основного плагиоклаза (до битовнита).

Контакты ийолитов с оливинитами и пироксенитами. При внедрении ийолитов и мельтейгитов в оливиниты или пироксениты в массивах щелочных ультраосновных пород наряду с резкими интрузивными контактами, при которых, как было показано на примере массива Одихинча, сохраняются даже мельчайшие ксенолиты оливинитов среди ийолитов, встречаются контакты весьма сложного строения. Одна из таких зон контакта была исследована в юго-восточной части Ковдорского массива. Здесь на

протяжении 700 м вскрыты породы крайне пестрого состава и структуры. Детальное их изучение позволило установить определенную последовательность образования отдельных разностей, смену их в пространстве и во времени и наметить следующую метасоматическую зональность (с запада-северо-запада на восток-юго-восток):

оливинит либо пироксенит	пироксеновая порода	нефелинизированная пироксеновая порода	нефелин-пироксеновая порода	массивный ийолит

Указанная метасоматическая зональность и последовательность образования слагающих ее пород подтверждается определенным их расположением в пространстве, присутствием многочисленных реликтов ранних парагенезисов в более поздних, постепенными переходами между породами разного состава, явлениями перекристаллизации, замещения с развитием коррозионных и пойкилобластовых структур. Кратко охарактеризуем участвующие в метасоматической зональности породы (см. табл. 82, ан. 36*а*–39*а*, табл. 83, ан. 36*б*–38*б*).

Неизмененные оливиниты и пироксениты сохраняются в редких случаях в виде реликтов и представлены обычной ассоциацией минералов: форстерит + титаномагнетит либо диопсид + титаномагнетит. Как правило, оливиниты замещены диопсидом и превращены во вторичные пироксеновые породы.

Пироксеновые породы прослежены в интервале около 400 м, на протяжении которых диопсидовые породы сменяются эгирин-диопсидовыми. Последние встречаются вначале в виде небольших участков, а иногда лишь вокруг прожилков нефелина. Далее на юго-восток щелочные пироксеновые породы становятся доминирующим типом и среди них сохраняются лишь реликтовые участки диопсидового состава. Щелочные пироксеновые породы состоят из крупных выделений пироксена, к которому иногда присоединяются титанит, апатит, титаномагнетит, перовскит; нередко они пронизаны прожилковидными выделениями флогопита.

Нефелинизированные пироксеновые породы появляются особенно в большом количестве вблизи границы с массивными ийолитами. Тонкие прожилки нефелина, цепочки его зерен развиваются по пироксену, замещая его. Обращает внимание наложенный характер биотита, который, как и в предыдущей зоне, усложняет состав пород. Помимо пироксена, нефелина, слюды, в породе присутствуют в небольшом количестве титаномагнетит, перовскит, титанит, апатит, кальцит.

Массивные ийолиты – крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, связанные постепенными переходами с нефелинизированными пироксеновыми породами через неравномерные по структуре и текстуре породы ийолитового состава. В последних нередко присутствуют реликты диопсидовых и нефелин-пироксеновых пород.

Итак, в последовательно сменяющих друг друга породах метасоматический процесс вначале фиксируется слабым изменением состава диопсида в пироксенитах (возрастанием в нем эгириновой составляющей) и перекристаллизацией пород. Затем в преобразованных пироксеновых породах, сложенных уже эгирин-диопсидом, появляется нефелин. Коррозионные и пойкилобластовые структуры, возникающие при замещении эгирин-диопсида нефелином, свидетельствуют о метасоматическом характере его развития. Наконец, наблюдается постепенный переход к магматической породе (массивный ийолит). В виде мелких инъекций массивный ийолит проникает и в предшествующие ему во времени метасоматические породы. В ходе процесса ийолитизации отмечается привнос в оливиниты щелочей, глинозема, фосфора, углекислоты, а отчасти и кремнекислоты (см. табл. 82, ан. 36*а*–39*а*).

Определяя природу процесса ийолитизации, следует иметь в виду, что этот процесс протекает на фронте образования магматических нефелин-пироксеновых пород типа ийолита и включает не только метасоматические преобразования в твердом состоянии (начало процесса), но и расплавление пород с последующей их кристаллизацией (завершающие стадии), т.е., по-видимому, может рассматриваться как метасоматический процесс магматической стадии (магматическое замещение). При посещении Ковдорского массива в 1963 г. академик Д.С. Коржинский предложил называть подобный процесс "ийолитизацией", что и было нами принято (Кононова, 1976).

Контакты ийолитов и нефелиновых сиенитов с гранито-гнейсами и сланцами. Взаимодействие щелочных интрузивов с гранито-гнейсами, в ходе которого возникают

пироксен-полевошпатовые и нефелин-пироксен-полевошпатовые породы (фениты), было впервые описано В. Бреггером (Brögger, 1921). Впоследствии этот процесс рассматривался во многих публикациях (Сергеев, 1967; Кухаренко и др., 1965; Eckermann, 1948; The carbonatites, 1966 и др.). Согласно А.А. Кухаренко (Кухаренко и др. 1965), намечается следующая последовательность изменения гнейсов на контактах с массивами щелочных ультраосновных пород.

1. Начальная стадия – перекристаллизация гнейсов; минеральный парагенезис гнейсов сохраняется без изменений (плагиоклаз № 25–30, кварц, биотит, микроклин, иногда роговая обманка и гранат).

2. Ранняя стадия фенитизации. Характеризуется парагенезисом более кислого, чем в гнейсах, плагиоклаза (олигоклаз-альбит № 15–17) со щелочным амфиболом, изредка кальцитом и кварцем.

3. Средняя стадия фенитизации. Фиксируется по исчезновению первичного кварца и биотита гнейсов, интенсивной альбитизации и возникновению пироксена, отвечающего по составу диопсиду, который впоследствии сменяется эгирин-диопсидом.

4. Конечная стадия фенитизации. Сопровождается наиболее глубоким преобразованием исходных пород. Во внутренних зонах экзоконтактовых ореолов возникают крупнозернистые, иногда пегматоидные породы, для которых типичен парагенезис щелочного пироксена с нефелином или канкринитом, альбитом; изредка отмечаются бесполевошпатовые нефелин-пироксеновые породы.

Основная тенденция метасоматического процесса сводится к постепенному выравниванию составов экзоконтактовых фенитов и пород внешних эндоконтактовых зон интрузивов. При этом устанавливается влияние состава интрузивов на характер фенитов. В экзоконтактах массивов, сложенных только ультраосновными породами, возникают обогащенные пироксеном фениты, приближающиеся к полевошпатовым пироксенитам – твейтозитам. В контактах со щелочными интрузивами в эту же стадию фенитизации могут возникать полевошпат-пироксен-нефелиновые и пироксен-нефелиновые породы, особенно широко распространенные во внутренних частях экзоконтактового ореола Ковдорского массива.

Контакты нефелиновых сиенитов и кварц-мусковитовых сланцев описаны для одного из щелочных массивов Восточно-Саянской провинции. Здесь контактовая зона фенитов, согласно данным Л.К. Пожарицкой и В.С. Самойлова (1972), характеризуется следующей сменой пород: мусковит-кварцевый сланец–кварц-биотитовый фенит–пироксен-биотитовый фенит–пироксеновый фенит–пироксен-биотитовый нефелиновый сиенит–биотитовый нефелиновый сиенит. Иногда удается наблюдать контактовую зону сланцев и ийолитов. В этом случае прослеживается следующая смена пород: мусковит-кварцевый сланец–фенитизированный сланец с эгирином, калиевым полевым шпатом–пироксеновый фенит с эгирин-диопсидом и реликтами биотита–нефелин-пироксеновая порода–ийолит такситового сложения. Как и при фенитизации гранито-гнейсов, процесс фенитизации кварц-мусковитовых сланцев приводит к десиликации вмещающих толщ под влиянием щелочных пород, постепенному выравниванию составов и появлению пород нефелин-пироксенового состава в случае взаимодействия со сланцами расплава, отвечающего по составу ийолиту.

Контакт фойяитов со сланцами детально изучен Е.В. Свешниковой (1965; Свешникова и др., 1976) в Заангарском (Татарском) массиве на Енисейском кряже (см. гл. 2).

О влиянии вмещающих толщ на состав щелочных магматических серий. Как правило, контакты щелочных массивов с вмещающими породами сопровождаются контактово-реакционными процессами, вызывающими новообразования пород, масштабы развития которых и состав определяются комплексом взаимосвязанных факторов. Важнейшими из них являются: 1) различие составов реагирующих щелочных расплавов (фойяиты, уртиты, ийолиты) и вмещающих пород (доломитовые и кальцитовые мраморы, оливиниты, пироксениты, габбро и др.); 2) режим метасоматических процессов, их инфильтрационный или диффузионный характер.

Проследим влияние различий кислотно-основных свойств реагирующих пород, оценка которого выполнена с использованием условного потенциала ионизации (y), по В.А. Жарикову (1967). Для большинства пород контактовых зон расчет производился на основании данных химического анализа пород (см. табл. 82), а для мраморов и форстеритового кальцифира, поскольку имелись неполные химические анализы,

условный потенциал ионизации оценен по минеральному составу. Как показали результаты, в большинстве случаев в зонах контакта щелочной менее основной породы ($y = 200–192$) по сравнению с мрамором или оливинитом ($y = 194–181$) происходит как бы выравнивание кислотно-основных свойств реагирующих сред. Новообразованные породы контактово-реакционных зон характеризуются промежуточными величинами условного потенциала ионизации. Исключение составляет только зона контакта Дахунурского массива, где при реакции уртита и мрамора с одинаковой величиной $y = 187$ новообразованные пироксеновые скарны оказываются наиболее кислыми ($y = 190$). Равным образом изменение основности пород прослеживается и по величине отношения $(FeO + Fe_2O_3)/(CaO + MgO)$, которая заметно убывает при переходе от щелочных пород центральных частей массивов к контактовым разностям (за исключением Дахунурского массива). Естественно, что новообразованные в контактовых зонах ийолиты и мельтейгиты характеризуются также переменными величиной условного потенциала ионизации ($y = 194–190$) и отношением суммарного железа к сумме кальция и магния $(FeO + Fe_2O_3)/(CaO + MgO) = 0{,}83–0{,}45$). Вариациями состава реагирующих сред обусловлено и изменение режима метасоматических процессов. Это можно видеть на диаграммах состав—парагенезис (рис. 118), которые построены для контактов фойяитов с мраморами разного состава.

За реагирующие компоненты приняты SiO_2, Al_2O_3 и $(Mg,Ca)O$, что отражает сущность рассматриваемого процесса — реакцию алюмосиликатной породы с карбонатной (мрамор). На эту же диаграмму нанесены результаты химических анализов главных типов пород и пироксенов по данным табл. 82 и 83, а также теоретические составы нефелина, микроклин-пертита, кальцита и доломита. На большинстве диаграмм (за исключением Катунского массива) привлекает внимание изгиб пунктирной линии, соответствующий смене метасоматического процесса скарнообразования магматическим процессом кристаллизации ийолитов, мельтейгитов (а в случае Харлинского массива и ювитов), протекающим с привносом кальция в эндоконтактовую зону. При этом содержание кальция и магния по мере перехода во внутренние части зоны эндоконтакта постепенно убывает, а содержание кремнекислоты остается примерно постоянным.

В Катунском массиве общий ход взаимодействия щелочных пород и вмещающих доломитовых мраморов характеризует плавная пунктирная кривая, отражающая постепенное нарастание роли кальция, магния и уменьшение роли кремнезема и глинозема по мере перехода от фойяитов через мельтейгиты к скарнам, кальцифирам и мраморам. По-видимому, диффузионные процессы играли в массиве подчиненную роль, уступая место мощной инфильтрации вещества в зоны контакта. Хотя и в меньшей степени, инфильтрационные процессы проявились в Харлинском массиве, где при этом образовались кальцифиры (см. рис. 118,*б*, т. 12*а*–13*а*).

При сопоставлении рассмотренных процессов обнаруживается важная закономерность: мощные зоны ийолитов, ювитов возникают преимущественно в эндоконтактах массивов при преобладании диффузионных процессов над инфильтрационными. Различный характер метасоматических процессов магматической стадии приводит к возникновению варьирующих по химизму щелочных пород, в которых изменяется не только соотношение нефелина, пироксена, полевого шпата, но и состав минералов. Особенно показателен пироксен, представленный диопсидом, эгирин-диопсидом, эгирин-геденбергитом, фассаитом.

Анализ природных объектов показал, что контактово-реакционные процессы достаточно типичны для мезоабиссальных щелочных магматических серий и практически не отмечаются в их эффузивных и гипабиссальных фациях. Следует иметь в виду, что в контрастных сложно дифференцированных сериях щелочных ультраосновных и щелочных основных пород в ходе контактовых процессов возникают разновидности пород, весьма близкие по составу к интрузивным дифференциатам, но отличающиеся от них по генезису. В то же время проявление метасоматических процессов магматической стадии в массивах фойяитов иногда весьма существенно изменяет и усложняет их состав и строение. При этом в зависимости от состава вмещающих пород процесс взаимодействия с ними щелочного расплава приводит к разным следствиям. В условиях карбонатной среды происходит десиликация нефелин-сиенитового расплава в эндоконтактовой зоне с резким нарастанием концентраций Fe, Ca и уменьшением содержания щелочей, что приводит к появлению меланократовых пород (пироксениты,

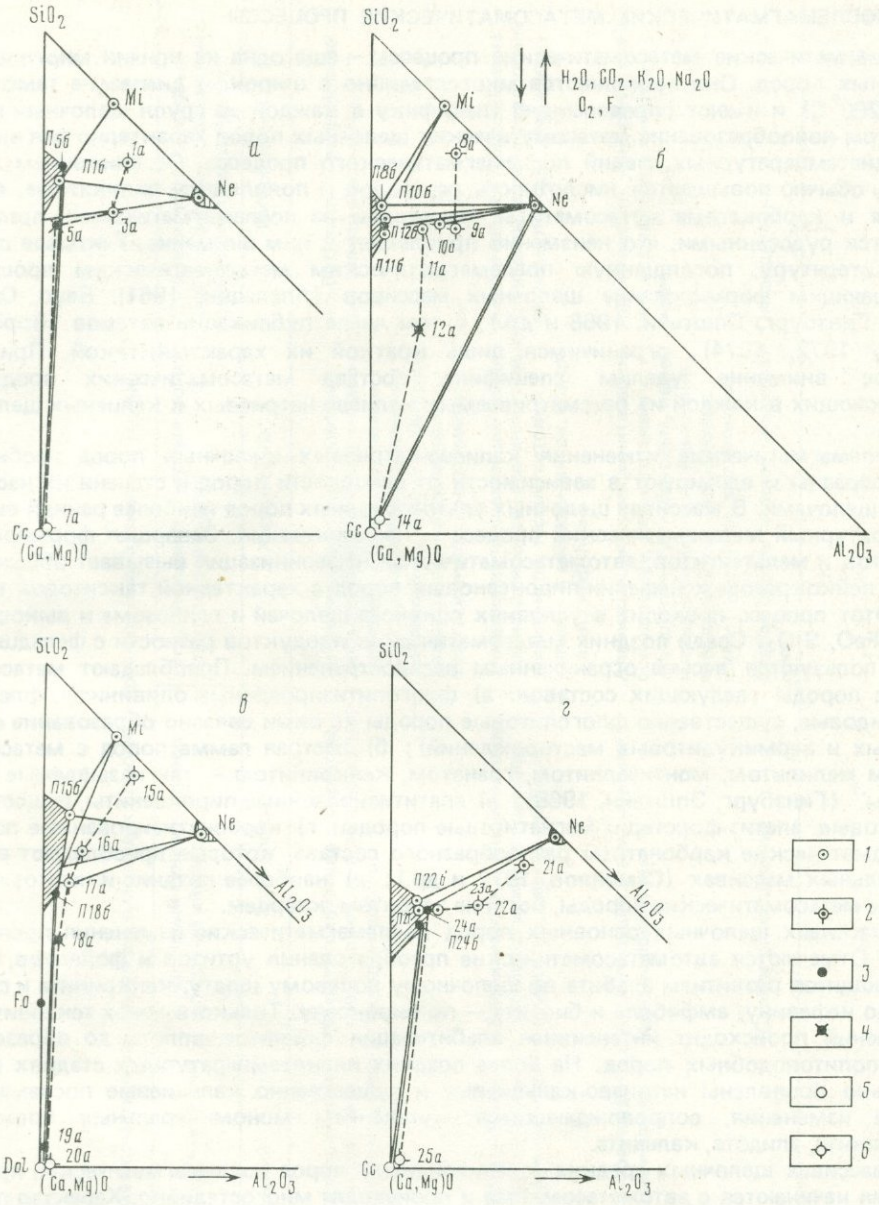


Рис. 118. Диаграммы состав—парагенезис для контактов фойяитов и мраморов Чахыртойского (*а*), Харлинского (*б*), Катунского (*в*) массивов, для контактов уртитов и мраморов Дахунурского массива (*г*). Минералы (*1, 3, 5*) и породы (*2, 4, 6*): *1, 2* — магматической стадии (парагенезисы — сплошная линия), *3, 4* — метасоматической стадии (парагенезисы — сплошная линия двойная), *5, 6* — кальцит, доломит и мрамор вмещающих толщ; пунктирная линия отражает общее развитие процесса взаимодействия пород. Номера точек соответствуют номерам химических анализов пироксенов (табл. 83) и пород (табл. 82)

мельтейгиты, ийолиты). Только при возникновении обратной волны щелочности (Харлинский массив) во внутренних эндоконтактовых зонах может возникнуть локальная их концентрация, приводящая к возникновению ювитов. В условиях кремнекислой среды (габбро, гнейсы) щелочной расплав обогащается SiO_2, и в зоне эндоконтакта нефелиновых сиенитов образуются пуласкиты, сиениты, а в уртитах — плагиоклазовые уртиты.

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Послемагматические метасоматические процессы — еще одна из причин многообразия щелочных пород. Они проявляются многостадийно в широком диапазоне температур (600—200° С) и имеют определенную специфику в каждой из групп щелочных пород. При этом новообразование метасоматических щелочных пород характерно для высоко- и среднетемпературных стадий послемагматического процесса. Со снижением температуры обычно повышается кислотность растворов и появляются силикатные, фторокислые и карбонатные метасоматиты. Некоторые из послемагматических процессов являются рудогенными, что неизменно привлекает к ним внимание. Учитывая обширную литературу, посвященную послемагматическим метасоматическим процессам, завершающим формирование щелочных массивов (Апельцин, 1961; Беус, Ситнин, 1968; Гинзбург, Эпштейн, 1968 и др.), в том числе публикации авторов (Воробьева и др., 1972, 1974), ограничимся лишь краткой их характеристикой. При этом главное внимание уделим специфике состава метасоматических продуктов, возникающих в каждой из рассматриваемых калиево-натриевых и калиевых щелочных серий.

Послемагматические изменения калиево-натриевых щелочных пород необычайно разнообразны и варьируют в зависимости от основности пород и степени их насыщенности щелочами. В массивах щелочных ультраосновных пород наиболее ранний высокотемпературный метасоматический процесс — нефелинизация. Завершая формирование ийолитов и мельтейгитов, автометасоматическая нефелинизация вызывает образование более лейкократовых нефелин-пироксеновых пород с характерной такситовой текстурой. Этот процесс проходит в условиях привноса щелочей и глинозема и выноса CaO, MgO, FeO, SiO_2. Среди поздних метасоматических продуктов разности с фельдшпатоидами пользуются весьма ограниченным распространением. Преобладают метасоматические породы следующих составов: а) флогопитизированные оливиниты, флогопит-диопсидовые, существенно флогопитовые породы (с ними связано образование флогопитовых и вермикулитовых месторождений); б) пестрая гамма пород с метасоматическим мелилитом, монтичеллитом, гранатом, канкринитом — так называемые "автоскарны" (Гинзбург, Эпштейн, 1968); в) апатитизированные пироксениты, существенно апатитовые, апатит-форстерит-магнетитовые породы; г) карбонатизированные породы, метасоматические карбонатиты разнообразного состава, которые преобладают в мезоабиссальных массивах (Самойлов, 1977 и др.); д) наиболее поздние и низкотемпературные метасоматические породы, богатые альбитом, кварцем.

В массивах щелочных основных пород послемагматические изменения проявлены слабо. Отмечаются автометасоматические преобразования уртитов и фойяитов, сопровождающиеся развитием альбита по щелочному полевому шпату, канкринита и содалита — по нефелину, амфибола и биотита — по пироксену. Только в зонах тектонических нарушений происходит интенсивная альбитизация фойяитов вплоть до образования мариуполитоподобных пород. На более поздних низкотемпературных стадиях весьма локально проявлены натриево-кальциевые и существенно кальциевые послемагматические изменения, сопровождающиеся появлением мономинеральных прожилков канкринита, эпидота, кальцита.

В массивах щелочных средних (сиенитоидных) пород послемагматические преобразования начинаются с автометасоматоза и происходят многостадийно. Характер процессов во многом определяется степенью щелочности исходных интрузивных пород, как показывает их сопоставление (табл. 84). Только в крупных плутонах с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами отмечается интенсивное развитие высокотемпературных процессов с участием натрия и разнообразных летучих компонентов (Cl, F, S, CH_4, CO_2); вода при этом имеет ограниченное значение. Ее роль возрастает с понижением температуры, что ведет сначала к выщелачиванию высоконатриевых минералов (нефелина, содалита и др.), замещению их альбитом и мусковитом, а затем — к мощному проявлению натролитизации и шпреуштейнизации. Послемагматические изменения в массивах эгириновых фойяитов типа Заангарского включают интенсивную микроклинизацию, альбитизацию при подчиненной роли более поздних натриево-кальциевых процессов (канкринитизация). В большинстве метасоматических продуктов Заангарского массива отмечается постоянное присутствие флюорита. В то же время в менее щелочных гастингситовых фойяитах (Пичехольский массив, Юго-Восточная Тува)

Таблица 84. Послемагматические метасоматические процессы в массивах щелочных средних (сиенитоидных) пород

Стадия	Фойяит, луяврит, уртит, науяит	Эгириновый фойяит, полевошпатовый ийолит	Эгирин-геденбергитовый фойяит, ювит, ийолит-уртит	Пуласкит, гастингситовый фойяит, эгирин-арфведсонитовый фойяит, мариуполит
	Ловозерский	Заангарский	Харлинский	Пичехольский
1	Содалитизация и канкринитизация, образование виллиомита (нефелин-содалитовые и существенно содалитовые сиениты)	Микроклинизация с образованием амфибола и лепидомелана (микроклиниты)	Нефелинизация (образование нефелин-пироксеновых метасоматитов с кальцитом и апатитом); ранняя калишпатизация (образование эгирин-геденбергитовых малиньитов, мелано- и лейкосиенитов с нефелином)	Альбитизация и амфиболизация (автометасоматоз)
2	Альбитизация с образованием уссингита (существенно альбитовые, уссингитовые и либенеритовые сиениты)	Альбитизация и эгиринизация (альбит-эгириновая порода, альбититы, мариуполиты)	Поздняя калишпатизация (образование пироксен-гастингситовых малиньитов, гастингситовых мелано- и лейкосиенитов, содержащих нефелин)	Альбитизация и ослюденение (канадиты, альбит-сидерофиллитовые породы, альбититы)
3	Натролитизация и шпреуштейнизация (цеолитсодержащие сиениты)	Альбитизация, канкринитизация, ослюденение	Альбитизация, канкринитизация, ослюденение, кальцитизация (существенно альбитовые, нефелин-канкринитовые, канкринитовые сиениты, кальцитовые жилы с апатитом, магнетитом)	Альбитизация, канкринитизация, ослюденение (лепидомелан)
4		Слабое окварцевание	Слабая содалитизация, цеолитизация	Окварцевание

послемагматические изменения представлены только многостадийной альбитизацией, которая на завершающих стадиях сменяется окварцеванием.

Для калиевых щелочных пород наиболее характерно ослюденение с новообразованием как магнезиально-железистых (флогопит, биотит), так и глиноземистых (мусковит, серицит) слюд. Наблюдается определенная зависимость состава метасоматических слюд от состава замещаемой породы. Новообразованная магнезиально-железистая слюда обычно намного более железистая, чем слюда замещаемой магматической породы. Так, в породах калиевой щелочной основной серии магматические слюды имеют отношение Mg/Fe порядка 0,4—8,5, а послемагматические — 0,2—2,8. В сериях калиевых щелочных средних пород, характеризующихся в целом более высокой железистостью, отношение Mg/Fe в послемагматических слюдах составляет 0,1—0,8. Наряду с флогопитизацией — биотитизацией в породах иногда развивается также послемагматический калиевый полевой шпат (микроклин). При этом в некоторых случаях замещаемая порода (щелочной сиенит) приобретает состав, близкий шонкиниту. Послемагматическая мусковитизация или серицитизация — еще один процесс, который особенно характерен для калиевых щелочных средних пород типа псевдолейцитового сиенита, фонолита (якокутский и ишимский вулкано-плутонические комплексы). Мусковитизация обычно сопровождается интенсивным выносом железа, магния, кальция и во времени сменяется процессом окварцевания. Альбитизация и эгиринизация, столь широко проявленные в калиево-натриевых щелочных породах, в калиевых щелочных породах имеют локальное развитие. Возможно, что в последнем случае альбитизация обусловлена небольшим накоплением натрия в остаточных растворах, богатых вначале калием.

Сходство состава новообразованных метасоматических пород магматической и послемагматической стадий с продуктами интрузивного процесса создает определенные трудности при изучении массивов, сложенных гетерогенными породами, такими, например, как ийолиты, мельтейгиты, пироксениты, тералиты, сиениты, слюдиты и др. К сожалению, пока не найден универсальный критерий, который позволил бы безошибочно диагностировать генетическую природу любого образца породы. Однако каждому генетическому типу присущи отличительные признаки, по совокупности которых можно с известной долей вероятности решать этот сложный вопрос. Так, метасоматическим породам магматической стадии, возникшим в ходе контактово-реакционных процессов, присущи следующие отличительные особенности: 1) обычно они слагают одну из зон метасоматической колонки на контактах массивов, при этом наблюдается закономерное изменение состава зон, сопровождающееся сменой парагенезисов; 2) им свойственна массивная выдержанная текстура и нередко гипидиоморфнозернистая структура; 3) для них характерен устойчивый в пределах отдельных зон состав, варьирующий в различных геологических телах, а иногда в разных участках одного тела.

Метасоматические же породы постмагматической стадии образуют линейные поля или зоны в пределах интрузивов, характеризуются неустойчивыми (такситовыми) текстурами, коррозионными, пойкилобластовыми структурами и варьирующими содержаниями породообразующих минералов. Кроме того, для них типично проявление мономинеральных линз и прожилков.

В заключение подчеркнем, что лишь по совокупности нескольких признаков можно определить, при каком из метасоматических процессов (магматической или постмагматической стадии) образовалась та или иная щелочная порода.

Глава 10

РУДОНОСНОСТЬ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

Щелочная магма является источником рудного вещества месторождений ниобия, тантала, циркония, редких земель, титана, железа, алюминия, фосфора и других полезных ископаемых. Наиболее общие и практически важные особенности этих месторождений следующие: 1) непосредственная связь со щелочными массивами и слагающими их магматическими или метасоматическими породами. Последние нередко являются богатыми рудами (титано-магнетитовые оливиниты и габбро, высокоглиноземистые уртиты, рудоносные карбонатиты, фоскориты и др.); 2) значительные масштабы отдельных месторождений. Их промышленная значимость определяется в основном современными потребностями в сырье и достижениями в области техники; 3) сходство геохимических черт, проявляющихся прежде всего в комплексном составе руд, для которых весьма характерны высокие концентрации Zr, Nb, TR, а в ряде случаев также Ti, Fe, Al, P.

Учитывая обширную литературу о рудоносности щелочных пород (Воробьева и др., 1974; Гинзбург, Эпштейн, 1968; Гинзбург, Караева, 1974; Кухаренко и др., 1971; Семенов и др., 1974; Шейнманн и др., 1961; Яшина, 1975; Яшина, 1976 и др.), в настоящей главе будут рассмотрены только два из числа наиболее общих вопросов. Во-первых, это связь определенных типов магматических и метасоматических месторождений с различными щелочными магматическими сериями (не рассматриваются серии, включающие щелочные граниты, с которыми также известны месторождения редких элементов, таких, как Y, Ta, Nb, Th, F). Во-вторых, — факторы, благоприятные для концентрации полезных компонентов в щелочных породах и слагаемых ими сериях.

КРАТКИЙ ОБЗОР ТИПОВ МИНЕРАЛИЗАЦИИ, ХАРАКТЕРНЫХ ДЛЯ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

Серии щелочных пород несут характерные, только им присущие типы руд и нерудных полезных ископаемых: это нефелиновое сырье как источник глинозема и алюминия, нефелин-полевошпатовое и кальсилит-полевошпатовое сырье для керамической, стекольной и химической промышленности, апатитовое сырье как источник фосфора и удобрений, разнообразные редкометальные руды (Zr, Nb, Ta, TR и др.), железные и медные руды. Сравнительное исследование рудоносности щелочных магматических серий позволило выделить серии, с которыми связаны определенные типы магматических и метасоматических месторождений и рудопроявлений. Их приуроченность к различным сериям щелочных пород показана в табл. 85. Остановимся на краткой характеристике главнейших типов минерализации.

Среди **месторождений нефелиновых руд** установлен ряд генетических типов (Свешникова и др., 1978). Магматические месторождения представлены нефелиновыми породами-рудами (уртиты Хибинского, Ловозерского, Кия-Шалтырского и ряда массивов Витимского нагорья и др.), нефелин-полевошпатовыми породами-рудами (лейкократовые ювиты и фойяиты Тувы, Енисейского кряжа, Средней Азии и др., лейкотералиты и лейкотефриты Кузнецкого Алатау), а также кальсилит-нефелин-полевошпатовыми породами-рудами (сынныриты Сыннырского и Сакунского массивов). Контактово-реакционные месторождения представлены нефелиновыми и нефелин-полевошпатовыми породами-рудами (ийолит-уртиты и ювиты юго-востока Тувы), образовавшимися в прикровлевых зонах массивов в результате взаимодействия щелочной магмы и вмещающей карбонатной среды. Метасоматические постмагматические месторождения возникают в результате процессов нефелинизации или альбитизации ийолит-мельтейгитов, нефелиновых сиенитов. Образуются анхимономинеральные нефелиновые породы-руды (нефелинолиты Уральских массивов, юго-востока

Таблица 85. Рудная минерализация и нерудное сырье в щелочных магматических сериях

Щелочные магматические серии	Вид сырья			
	Глиноземное	Апатитовое	Редкометальное	Железорудное
Щелочной пикрит, мелилитолит, ультраосновной фоидит, карбонатит			+	
Оливинит, мелилитолит, ультраосновной фоидолит, карбонатит		+	+	+
Пироксенит, ультраосновной фоидолит, фельдшпатоидный и щелочной сиенит, карбонатит		+	+	+
Субщелочной базальт, тефрит, фонолит	+			
Субщелочной долерит, тешенит, анальцимовый сиенит	+			
Субщелочное габбро, тералит, уртит, фойяит	+	+		+
Фонолит, щелочной трахит	+		+	
Фойяит, луяврит, уртит, науяит	+	+	+	
Хибинит, фойяит, рисчоррит, ийолит-уртит	+	+	+	
Эгириновый фойяит, полевошпатовый ийолит	+		+	
Эгирин-геденбергитовый фойяит, ювит, ийолит-уртит	+			
Пуласкит, амфиболовый и эгириновый фойяит, мариуполит	+		+	
Сиенит, пуласкит, амфиболовый фойяит	+		+	
Щелочной сиенит, миаскит	+	+	+	
Лейцитовый пикрит (угандит), мелалейцитит, оливиновый мелакальсилитит (мафурит), кальсилит-лейцитовый мелилитит (катунгит), карбонатит			+	
Флогопитовый мелалейцитит (волжидит), флогопит-оливиновый лейцитит (седрисит), амфиболовый лейцитит (мамилит)			+	
Калиевый щелочной пикрит, лейцитит, лейцитовый фонолит, трахит	+	+	+	+
Калиевые пироксенит и перидотит, шонкинит, псевдолейцитовый и щелочной сиенит	+	+	+	+
Лейцитовый фонолит, трахит	+	+	+	
Псевдолейцитовый, кальсилитовый сиенит, щелочной сиенит	+	+	+	

Тувы и др.). **Апатит** образует значительные концентрации в сериях щелочных пород. Наиболее известны магматические нефелин-апатитовые и титанит-апатитовые руды Хибинских месторождений; повсеместно встречается акцессорная апатитовая минерализация, наиболее заметная в сериях калиевых щелочных пород. Метасоматические апатитовые проявления весьма разнообразны. Среди них следует отметить анхимономинеральные апатитовые залежи (Сынныр), апатит-флогопит-форстеритовые и апа-

Вид сырья						
Титановое	Медное	Молибденовое	Флогопитовое	Флюоритовое	Корундовое	Графитовое
+						
+	+	+	+	+	+	
			+	+		
+						+
+		+				+
+		+				+
		+		+		
						+
		+		+		+
					+	
+			+			
+			+			
	+		+			
	+	+	+	+	+	
		+	+	+	+	

тит-магнетитовые породы-руды карбонатитоносных комплексов, апатит-эгирин-альбитовые породы миаскитовых массивов, апатит-амфиболовые (Енисейский кряж), апатит-карбонатные (Саянские массивы), апатит-пироксен-кальцитовые и апатит-биотит-кальцитовые породы-руды. Они встречаются в связи со многими сериями щелочных пород.

Редкометальная минерализация является отличительной чертой серий щелочных

пород, особенно если сравнивать их с сериями пород нормального ряда. Лишь некоторые из гранитоидов по богатству редкими элементами могут быть сопоставлены с щелочными породами. Объяснение этому лежит в основе вещественного состава щелочных пород, в том числе в их обогащенности Na и K, а также летучими F, CO_2, S, Cl, B. Рассмотрим особенности редкометальной минерализации в различных щелочных сериях пород.

Из числа щелочных серий наиболее бедной в отношении редких элементов можно назвать серию натриевых щелочных основных пород. Однако в некоторых случаях в скаполитизированных и карбонатизированных габброидах отмечается давидитовая минерализация с TR.

В образованиях серии миаскитов и щелочных сиенитов редкометальная минерализация наблюдается в двух случаях: 1) в зонах широкого развития фенитов (Nb, Ta, Zr); 2) в альбититах и альбитизированных пегматитах (Nb, Ta, Zr, TR, Y). Наиболее характерна циркон-пирохлоровая минерализация.

Серия нефелиновых и щелочных сиенитов, сопряженная с гранитоидами, несет разнообразную постмагматическую минерализацию в альбититах, кальцититах, гидротермалитах (Nb, Ta, Zr, Li, TR, Th, U).

Калиево-натриевые щелочные ультраосновные породы с карбонатитами имеют разнообразную редкометальную минерализацию. Пироксениты ранних магматических этапов содержат вкрапленность кнопита или перовскита вместе с титаномагнетитом (TR, Nb). Постмагматическая пирохлор—гатчетолитовая минерализация (Nb, Ta, Th, U, TR) сосредоточена в кальцитовых карбонатитах, а в доломитовых и анкеритовых карбонатитах — редкоземельная минерализация с фторкарбонатами TR и монацитом. Кроме того, при переработке апатит-магнетитовых руд получается концентрат бадделеита (Zr).

Высокощелочные нефелиновые сиениты характеризуются следующими типами редкоземельной минерализации: 1) лопаритовая в магматических малиньитах и уртитах (Nb, Ta, TR, Th); 2) эвдиалитовая в магматических эвдиалитовых луявритах, какортокитах (Zr, Nb, TR); 3) полиминеральная минерализация в щелочных пегматитах и зонах альбитизации (Zr, Hf, Nb, Ta, TR, Th, Be, Li).

Эгириновые фойяиты и ийолиты потенциально обогащены редкими элементами (Nb, Zr, TR, Th, Li, Cs), которые накапливаются в альбититах.

Ультраосновные породы, обогащенные калием, содержат вкрапленность перовскита (и кнопита?); не исключена возможность обнаружения скоплений этих минералов и обогащение ими россыпей.

Серия калиевых щелочных основных пород сравнительно бедна теми редкими элементами, которые специфичны для калиево-натриевых щелочных серий. Лишь в поздних членах серий — в нефелиновых сиенитах — местами отмечается вкрапленная минерализация бадделеита (Тежсарский массив; Меликсетян, 1971) или циркона (массив Ирису). Изредка в зонах наложенной альбитизации отмечается развитие пирохлора, эвксенита, бритолита и других редкометальных минералов. Для калиевых щелочных пород характерны Sr, Ba, Rb и Cs, концентраторами которых являются главным образом полевые шпаты, фельдшпатоиды и слюды. Они могут использоваться в качестве попутных продуктов при переработке пород на глиноземное сырье. Либнерит пород Ишимского массива с повышенным содержанием цезия также может приобрести значение при попутной переработке.

Лейкократовые псевдолейцитовые сиениты калиевых серий характеризуются повышенными количествами Rb, Cs, Sr, Ba. Из них сыннириты особенно заметно обогащены Rb (Архангельская, 1974). В альбититах и альбит-эгириновых метасоматитах этих массивов известна минерализация с цирконом и пирохлором, а либнерит измененных сиенитов содержит примеси лития.

Изучая особенности редкометальной минерализации в разных щелочных сериях, можно отметить, что для натриевых щелочных магматических серий характерен набор следующих элементов: Nb, Ta, TR, Th, Zr; для калиево-натриевых серий этот набор еще более обширен: Nb, Ta, TR, Th, U, Zr, Sr, Be, Li; для серий калиевых щелочных пород набор элементов специфичен: Sr, Ba, Li, Rb, Cs.

Остановимся на стронциево-бариевой минерализации, которая имеет иногда самостоятельное распространение, особенно в связи с постмагматическими образованиями. Так, в карбонатизированных породах серии сиенитов, нефелиновых сиенитов и грано-

сиенитов рассеяны стронцианит, барит, барилит и гармотом. В анкеритовых карбонатитах, связанных с серией щелочных ультраосновных пород, барит образует штокверки и жилы, иногда успешно разрабатываемые (массив Магнет Ков, США). В карбонатитах, связанных с шонкинитами массивов Маунтин Пасс (США) и Канганкунде (Замбия), широко распространены стронцианит и барит, содержащий значительную примесь стронция. Здесь же в анкеритовых жилах барит ассоциирует с целестином. Стронциевая минерализация выявлена в последние годы в массиве Мушугай-Худук (МНР), где ее связывают с гидротермальным изменением стекла калиевых щелочных эффузивов.

В массивах высокощелочных нефелиновых сиенитов стронций и барий рассеяны в десятках породообразующих и акцессорных минералов, из которых они могут извлекаться попутно при переработке нефелиновых, апатитовых и других руд. В гидротермалитах Илимауссакского массива распространены два самостоятельных бариевых минерала — илимауссит и джоакинит с содержанием BaO до 23%. В Хибинском массиве минералы Ba и Sr редки, барит и стронцианит встречаются только в поздних гидротермальных жилах. В Ловозерском массиве имеется вкрапленность лабунцовита (8,6% BaO), лампрофиллита, нордита, беловита (от 7,4 до 33,6% SrO).

В калиевых щелочных основных породах барит образует скопления в пропилитизированных и цеолитизированных вулканитах (Даубабинское поле и др.), а также встречается в виде гидротермальных жил в измененных интрузивных породах.

Железные (титан-железные) руды — также характерны для ряда щелочных магматических серий. Магматические ильменит-титаномагнетитовые руды распространены в ранних членах серии щелочных основных пород — субщелочных габбро и пироксенитах (Елетьозеро, Гремяха-Вырмес и др.). Выделяют сегрегационный, фузивный и позднемагматический подтипы руд (Кухаренко и др., 1972). Магматические титаномагнетитовые проявления имеются также в оливинитах, пироксенитах и щелочных пегматитах серии щелочных ультраосновных пород, где отмечаются также метасоматические магнетитовые, апатит-магнетитовые (Ковдорский массив) и гематитовые (Ально, Швеция и др.) руды. Магнетитовые и флогопит-магнетитовые контактово-метасоматические руды известны в массивах калиевых щелочных основных пород (Ирису). В вулканической серии Даубабинского поля имеются также гематитовые проявления, связанные с процессами пропилитизации.

Титановая минерализация многообразна. В одних случаях титан сопровождает железо в указанных выше магматических ильменит-титаномагнетитовых рудах серии щелочных основных пород. В других случаях он концентрируется в магматических титанит-апатитовых и титанитовых породах-рудах серии высокощелочных нефелиновых сиенитов (Хибины) или же входит в сложные по составу титан-цирконосиликаты и титанаты (эвдиалит, мурманит, лампрофиллит, лопарит и др.), скопления которых в пределах щелочных пород представляют интерес как редкометальное сырье.

В калиевых щелочных сериях титан концентрируется лишь среди ультраосновных вулканитов, где широко распространен вкрапленный перовскит.

Медные рудопроявления характерны для серий калиевых щелочных основных пород и связаны с гидротермально-метасоматическими их образованиями. Среди других серий щелочных пород медная минерализация известна лишь в щелочных ультраосновных породах с карбонатитами (Палабара, ЮАР).

Молибденовая минерализация спорадически отмечается в постмагматических образованиях ряда щелочных серий. Так, связанная с высокощелочными нефелиновыми сиенитами молибденовая минерализация локализуется в зонах альбитизации фойяитов и щелочных пегматитов (Кухаренко и др., 1972). Молибденит совместно с галенитом обнаружен в фенитизированных песчаниках, фенитах и карбонатитах серии калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород (Кухаренко и др., 1965). В серии нефелиновых и щелочных сиенитов с гранитоидами молибденовая минерализация (молибденит, вульфенит) встречается в микроклинизированных и альбитизированных щелочных сиенитах, а также в пегматитах и гидротермальных жилах. Сростки и вкрапленность молибденита обнаружены в кальцит-флюоритовых гидротермалитах и в микроклинитах, развитых по эгириновым фойяитам (Свешникова и др., 1976). Вкрапленность молибденита отмечается в альбититах и альбитизированных лейцитовых тефритах Ишимского массива серии щелочных основных пород, а также в альбитизированных сиенитах серии щелочных средних пород.

Флогопитовая минерализация обычна для метасоматических образований, развивающихся в ряде щелочных магматических серий. Формирование серий щелочных ультраосновных пород сопровождается образованием промышленных месторождений флогопита, которые локализуются в контакте щелочных пород с оливинитами и в мелилитовых породах; в последнем случае флогопит более железистый. Рассеянная вкрапленность флогопита отмечена в оливинитах, пироксенитах, апатит-флогопитовых породах (массивы Ковдорский, Гулинский, Арбарастах, а также Восточно-Саянский и Кокчетавский комплексы). Флогопитовые залежи, как результат развития контактово-реакционных метасоматических процессов, образуются также в серии калиевых щелочных основных пород (массивы Инагли, Ирису, Ишим и др.). В массивах серии лейкократовых калиевых щелочных пород флогопит накапливается лишь в экзоконтактовых скарнах (Андреев, 1965).

Флюоритовая минерализация. Повышенный уровень изначальной обогащенности фтором ряда щелочных магм предопределил образование флюоритовых залежей — контактово-метасоматических и метасоматических в связи с карбонатитами, а также в связи с альбитизацией и кальцитизацией щелочных пород. Примером флюоритового месторождения может быть Большетагнинское, приуроченное к массиву карбонатитов в Восточном Саяне.

Следует также упомянуть о криолите — необходимом сырье для алюминиевой промышленности. В последние годы он установлен в щелочных метасоматитах (Архангельская и др., 1976).

Корундовая минерализация характерна для некоторых щелочных массивов, породы которых, как и их исходные магмы, были обогащены глиноземом. Минерализация представлена магматическими корундовыми нефелиновыми сиенитами серии щелочных основных пород (Ишимский массив), корундовыми сиенит-пегматитами. Она присутствует в контактово-реакционных образованиях серии миаскитов и сиенитов (Вишневые горы), а также в виде вкрапленности в фенитах вблизи Ковдорского и других массивов серии щелочных ультраосновных пород. Корунд установлен в экзоконтактовых роговиках Сыннырского массива.

Графитовая минерализация известна в экзоконтактовых ореолах ряда щелочных массивов, залегающих среди известняков. Наиболее крупные залежи графита известны вблизи Ботогольского массива, мелкие проявления отмечены вблизи Хибин и некоторых щелочных массивов Юго-Восточной Тувы.

В заключение отметим комплексный характер минерализации щелочных магматических серий, когда на сравнительно ограниченных площадях размещены разные типы минерализации; иногда устанавливается даже их пространственное совмещение. Это выдвигает особые требования как к технологии извлечения многокомпонентных полезных ископаемых, так и к методике эксплуатации и отработки комплексных месторождений.

ФАКТОРЫ, БЛАГОПРИЯТНЫЕ ДЛЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ПОЛЕЗНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЯХ

Как было показано выше, для концентрации различных полезных компонентов в щелочных породах и образования месторождений необходимо сочетание ряда благоприятных факторов, среди них особое значение имеют специфика состава первичных щелочных магм и уровень содержания в них рудных элементов, процессы контрастной дифференциации и степень насыщения расплавов щелочными и летучими компонентами.

Допуская, что расплавы, подобные по составу оливиновому меланефелиниту, субщелочному оливиновому базальту, фонолиту, угандиту, калиевому базальтоиду, могли быть родоначальными для наиболее распространенных щелочных серий, авторы произвели их сопоставление, используя данные В.И. Герасимовского, А.И. Полякова (Белоусов и др., 1974) и Б.Г. Лутца (1975). Сравнительный анализ фактического материала представлен на диаграммах[1] (рис. 119–120), на которых состав разнотипных лав (эффузивных пород) выражен в логарифмах через нормированное значение по отношению к гранатовому перидотиту[2]. Правомерность такого сопоставления базируется

[1] Метод построения заимствован у Б.Г. Лутца (1975).

[2] Состав гранатового перидотита здесь и далее принят по Б.Г. Лутцу (1975), с. 124–125.

Рис. 119. Распределение Ca, Sr, Ba, TR, U, Th в щелочных лавах

1 — угандит, *2* — оливиновый меланефелинит, *3* — оливиновый тефрит, *4* — калиевый тефрит, *5* — фонолит

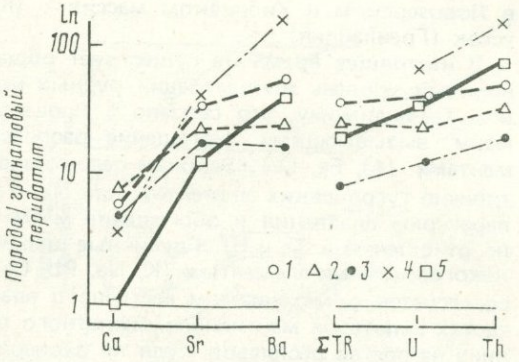
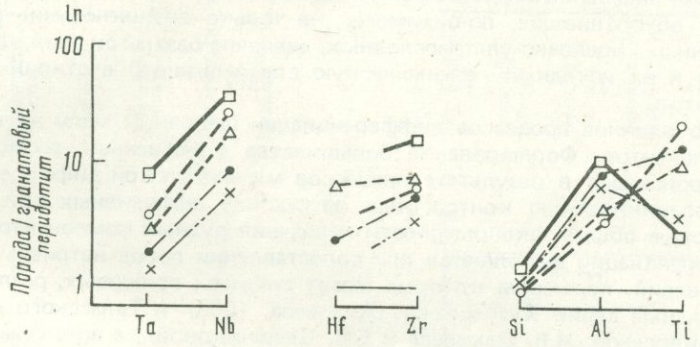


Рис. 120. Распределение Ta, Nb, Hf, Zr, Si, Al, Ti в щелочных лавах

Условные обозначения те же, что на рис. 119



на гипотезе о мантийном происхождении щелочных магм, возникающих при частичном плавлении глубинного вещества состава перидотита. Сопоставление помогает выявить, какими элементами и в какой степени обогащена или обеднена каждая из рассматриваемых щелочных лав по сравнению с гранатовым перидотитом, с которым они сходны по содержанию кремнезема. Прежде всего подчеркнем, что щелочные лавы отчетливо различаются по содержанию редких и рудообразующих элементов.

1. Максимальное обогащение ураном, торием, а также стронцием и барием калиевого базальтоида; в несколько меньшей степени эти элементы накапливаются в фонолите и угандите.

2. Уровень содержания редких земель примерно одинаков в оливиновом меланефелините, фонолите и несколько выше в угандите.

3. Ниобием, танталом, цирконием максимально обогащен фонолит. Содержание ниобия и тантала заметно снижается в угандите и оливиновом меланефелините. Базальтоиды — натриевый и особенно калиевый — отличаются минимальными содержаниями ниобия и тантала из числа сопоставляемых щелочных лав. Самые низкие содержания циркония характерны для калиевого базальтоида.

4. Алюминием и титаном обогащены все щелочные лавы (см. рис. 120). При этом максимальная концентрация алюминия отмечается в фонолите и щелочных базальтоидах.

Рассмотренные типы щелочных лав, безусловно, не исчерпывают всего их разнообразия, однако можно считать, что дальнейшие исследования выявят некоторые изменения в уровне содержания полезных компонентов, особенно в таких гетерогенных образованиях, как фонолиты. Нельзя не обратить внимания на тот факт, что высококалиевые щелочные расплавы (лавы) обладают более значимыми концентрациями цезия, бария и стронция. Промышленные месторождения данных элементов известны только в связи с серией калиевых щелочных основных пород. Ниобием, цирконием и танталом более всего обогащены платофонолиты, представляющие собой наиболее вероятный аналог исходных расплавов для массивов агпаитовых нефелиновых сиенитов, с которыми связаны промышленные концентрации тех же элементов

в Ловозерском и Хибинском массивах (Кольский полуостров) и в массиве Илимауссак (Гренландия).

В настоящее время не существует общепринятой концепции, объясняющей неодинаковый уровень концентрации рудных компонентов в различных щелочных расплавах. По-видимому, это связано с процессами селективного выплавления щелочных магм, вызывающими обогащение расплавов преимущественно легкоплавкими элементами (Al, Fe, Ca). Законам селективного выплавления подчиняются и такие пары типично тугоплавких элементов, как Nb–Ta, Zr–Hf, происходит их разделение по температурам плавления и обогащение магм несколько более легкоплавкими Nb и Zr по отношению к Ta и Hf. Глубинные щелочные магмы обогащены и так называемыми некогерентными элементами (K, Na, Rb, Cs, Sr, Ba, TR, U, Th), поведение которых не согласуется с механизмом частичного плавления и может быть объяснено в общих чертах гипотезой мантийного кислотного выщелачивания (Лутц, 1975). Большое влияние на состав расплавов, судя по экспериментальным данным, имели глубины их генерации, степень плавления вещества мантии, состав летучей фазы (H_2O, CO_2, F) и другие факторы, обусловившие, по-видимому, не только возникновение различных по составу щелочных (щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтоидных, фонолитовых) расплавов, но и их исходную геохимическую специализацию в отношении ряда рудных компонентов.

Несомненно влияние процессов дифференциации щелочных магм на концентрацию рудных компонентов. Формирование большинства естественных ассоциаций щелочных пород происходит в результате процессов магматической дифференциации, приводящих к возникновению контрастных по составу эффузивных или интрузивных серий. Некоторые общие закономерности поведения рудных компонентов в ходе процессов дифференциации выявляются при сопоставлении пород натриевых и калиевых эффузивных серий, примером которых могут служить, во-первых, различные щелочные базальтоидные серии Кузнецкого (Андреева, 1968) и Таласского Алатау (материалы Е.Д. Андреевой, Н.В. Еремеева и Е.В. Свешниковой), а во-вторых, базальтоидные серии Восточного и Западного рифтов Африки (Белоусов и др., 1974).

Сопоставление составов пород эффузивных серий выполнено с помощью диаграмм (рис. 121), на которых по горизонтали показаны породы эффузивных серий последовательно от более древних к молодым, а по вертикали – содержание элементов (в г/т) в каждой из пород по отношению к содержанию этого же элемента в предполагаемой исходной магме. Это позволит установить, какие элементы и в какой степени накапливаются в ходе дифференциации разных эффузивных серий по отношению к исходным для них магматическим расплавам. При этом вслед за авторами цитированных работ для калиевых базальтоидов Западного рифта Африки за исходную магму нами принимается угандит, для калиево-натриевых базальтоидов Восточного рифта – оливиновый меланефелинит, а для щелочных базальтовых серий – натриевый субщелочной оливиновый базальт и калиевый базальт (Лутц, 1975). В эффузивах натриевой базальтоидной серии обращает внимание заметная дифференциация рудных компонентов и накопление циркония, ниобия, тантала, урана, тория в наиболее щелочных дифференциатах (нефелиниты, фонолиты). В то же время в эффузивах калиевой базальтоидной серии наблюдается обратная тенденция – редкими элементами обогащены главным образом меланократовые, наименее щелочные породы, представляющие собой ранние дифференциаты. Эта закономерность сохраняется в общих чертах и в умеренно-натриевых и калиевых щелочных основных сериях. Однако в эффузивах щелочных основных серий содержание редких компонентов не достигает концентраций, представляющих практический интерес в настоящее время.

Только при длительной магматической дифференциации и образовании контрастных по составу интрузивных серий пород происходит значительное накопление рудных компонентов, и их концентрация достигает промышленных масштабов. При этом расчеты, выполненные по изученным авторами объектам, показывают, что для образования месторождений ряда петрогенных компонентов – железа, титана, глинозема – достаточно относительно небольшое увеличение их содержания (от 5 до 15 раз) по отношению к предполагаемому исходному субстрату типа гранатового перидотита. В то же время промышленные месторождения редких элементов и фосфора могут возникать только при возрастании их содержаний в сотни раз. Именно существенная разница в масштабе концентрации петрогенных и редких элементов является тем важ-

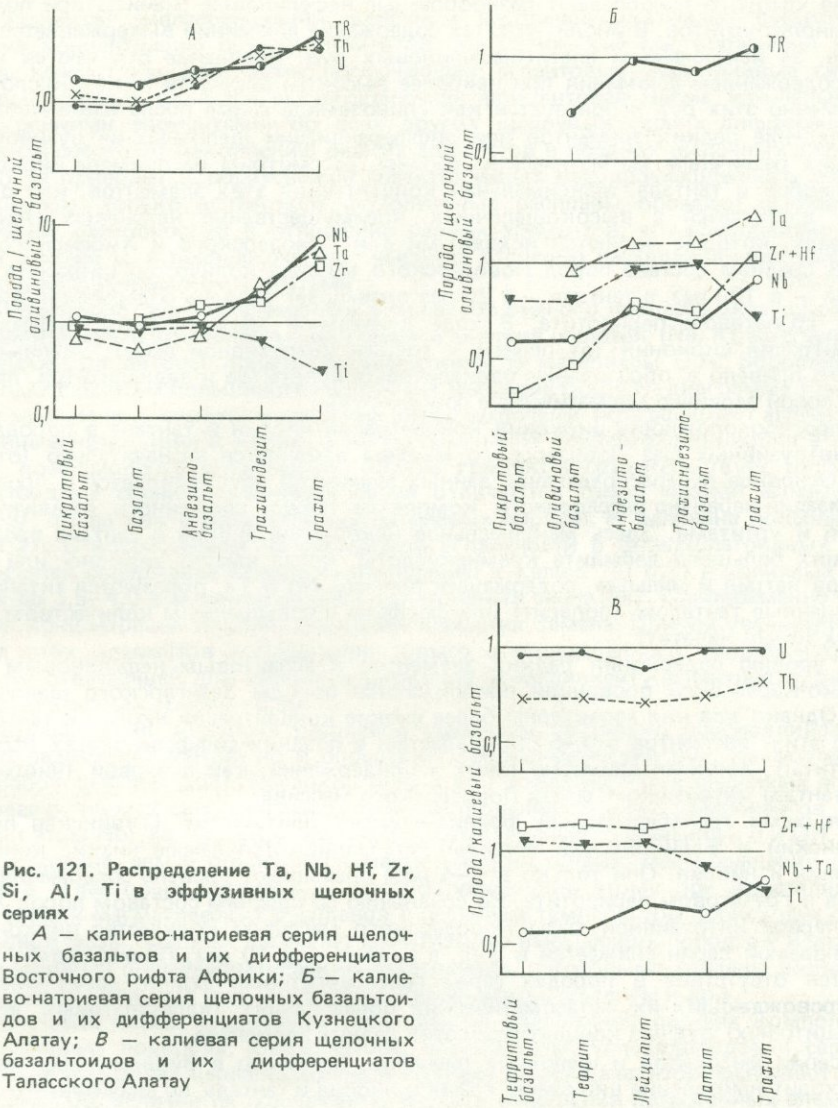


Рис. 121. Распределение Ta, Nb, Hf, Zr, Si, Al, Ti в эффузивных щелочных сериях

А — калиево-натриевая серия щелочных базальтов и их дифференциатов Восточного рифта Африки; *Б* — калиево-натриевая серия щелочных базальтоидов и их дифференциатов Кузнецкого Алатау; *В* — калиевая серия щелочных базальтоидов и их дифференциатов Талассского Алатау

ным фактором, который предопределяет преимущественно магматогенный тип месторождений железа, титана и алюминия. Что же касается редких элементов и фосфора, то их рудные концентрации магматического генезиса известны только в массивах серии агпаитовых нефелиновых сиенитов.

Как изменяется содержание петрогенных элементов в ходе формирования дифференцированных интрузивных серий, можно проследить на примере ведущего компонента щелочных пород — алюминия. Максимальная его концентрация (см. рис. 121) наблюдается в фонолитах и щелочных базальтоидах. В интрузивных массивах серии калиево-натриевых щелочных основных пород (месторождение Кия-Шалтырь, Кузнецкий Алатау) от ранних дифференциатов к поздним происходит увеличение содержания алюминия в 2 раза. Одновременно с этим намечается явное изменение дефицита кремнезема и резкое падение содержания железа. Подобное перераспределение петрогенных компонентов сыграло важную роль при образовании уртитовых горизонтов Ловозерского массива, где дефицит кремнекислоты и железа, по-видимому, имел более существенное значение, чем высокое содержание глинозема в исходном фонолитовом расплаве. Примерно то же происходит в Хибинском щелочном массиве, в

составе которого преобладают разнообразные нефелиновые сиениты при подчиненной роли ийолит-уртитов. В ийолит-уртитах содержание алюминия выдерживается на одном уровне, за исключением апатит-нефелиновых руд. Последние отличаются минимальным содержанием алюминия при наиболее высоком дефиците кремнекислоты. Нефелин именно этих руд используется как глиноземное сырье после извлечения апатита.

Поведение редких элементов при дифференциации щелочных интрузивов, принадлежащих различным магматическим сериям, рассмотрим на примере циркония, гафния, ниобия и тантала. Максимальная концентрация этих элементов, как отмечалось ранее, достигается в высокощелочных, преимущественно натриевых фонолитовых расплавах, которые являются исходными для Ловозерского и Хибинского интрузивов. В среднем составе пород Ловозерского массива количество циркония в 69 раз, ниобия — в 100 раз, а тантала — в 20 раз превышает уровень содержания этих элементов в гранатовом перидотите. В ходе длительной магматической дифференциации концентрация циркония (от первой к третьей интрузивной фазе), увеличилась в 96 раз, что привело к образованию эвдиалитовых луявритов и эвдиалититов, представляющих собой первично магматические породы-руды.

В противоположность циркония концентрация ниобия и тантала в породах различных интрузивных фаз Ловозерского массива изменяется незначительно (от 1,2 до 3 раз). Основное перераспределение данных элементов осуществляется в процессе кристаллизации первично расслоенного комплекса пород, сложенного фойяитами, луявритами и уртитами. Здесь максимальное накопление ниобия и тантала происходит в условиях большого дефицита кремнекислоты, когда вместо цирконо- или титаносиликатов натрия и кальция, содержащих примесь Nb и Ta, образуются титанониобаты, обогащенные танталом (лопарит) или фосфаты с повышенным количеством цериевых редких земель (апатит).

По уровню содержания редких элементов к агпаитовым нефелиновым сиенитам Кольско-Карельской провинции приближаются породы Заангарского щелочного массива. Однако для них характерны более низкие концентрации ниобия и тантала. Количество этих элементов в 4—5 раз возрастает в поздних дифференциатах (фойяитовые пегматиты), достигая примерно таких же содержаний, как в первой (ниобий) и второй (тантал) интрузивных фазах Ловозёрского массива.

Для серии геденбергитовый фойяит—ювит—ийолит—уртит (Тувинская провинция, Харлинский и Баянкольский массивы) устанавливаются самые низкие концентрации циркония и ниобия. Они только в 2—4 раза превышают уровень содержания этих элементов в гранатовом перидотите. По сравнению со средним составом пород Хибинского и первой интрузивной фазы Ловозерского массивов количество циркония в рассматриваемой серии снижается в 3—5, а ниобия — в 10 раз. По-видимому, этим объясняется отсутствие в породах серии геденбергитовый фойяит—ювит—ийолит-уртит и сопровождающих их метасоматических образованиях (калишпатовых, альбитовых и кальцитовых) рудных концентраций этих редких элементов.

В серии миаскитов и щелочных сиенитов, например в Вишневогорском массиве, происходит накопление циркония, гафния, ниобия и тантала, но значительно слабее, чем в агпаитовых щелочных породах Кольско-Карельской провинции. Если в последних концентрация редких элементов возрастает в 60—100 раз по сравнению с гранатовым перидотитом, то в среднем составе миаскитов содержание ниобия возрастает в 27, а циркония — только в 11 раз. Более значительное увеличение концентрации этих элементов (до 100—200 раз) осуществляется в процессе многостадийной метасоматической переработки интрузивных миаскитов, ведущей к образованию альбититов и кальцитовых метасоматитов.

Для других сиенит-нефелин-сиенитовых массивов (Коргередабинский) характерно низкое содержание редких элементов в породах первой фазы; оно только в 5—6 раз больше, чем в гранатовом перидотите. Явное увеличение концентрации циркония и ниобия происходит в эгирин-арфведсонитовых фойяитах второй интрузивной фазы и достигает максимума в эгириновых пегматитах и мариуполитах.

В массивах серии щелочных ультраосновных пород процессы магматической дифференциации, хотя и вызывают накопление редких элементов в отдельных интрузивных фазах, однако их рудные концентрации возникают только при интенсивном проявлении послемагматических метасоматических процессов, ведущих к образованию редкометальных карбонатитов.

Итак, процессы дифференциации щелочных расплавов оказывают существенное влияние на концентрацию редких элементов. Магматические месторождения редких элементов характерны для серии, включающей агпаитовые нефелиновые сиениты, источником которых является высокощелочная фонолитовая магма, изначально обогащенная редкими элементами. Во всех других щелочных сериях дифференциация расплавов способствует накоплению редких элементов в поздних щелочных дифференциатах, но не приводит к образованию магматогенных руд промышленного значения. Таким образом, только агпаитовые фонолитовые расплавы обладают особой рудогенерирующей способностью в отношении редких элементов, что обусловлено спецификой их состава и, в первую очередь, высокой степенью насыщения щелочами (натрием), а также летучими компонентами.

На концентрацию рудных элементов и характер рудного процесса оказывают влияние щелочи и летучие компоненты. Для оценки влияния щелочей (Na, K) на содержание редких элементов авторы привлекли аналитические материалы О.А. Воробьевой по нефелиновым сиенитам большинства щелочных массивов СССР. На диаграмме (рис. 122) показаны зависимость степени насыщения пород щелочами (коэффициент агпаитности) и отношение в них натрия к калию, а также изменение концентрации ниобия в зависимости от коэффициента агпаитности. Анализ графиков свидетельствует о том, что фельдшпатоидные сиениты калиевых серий отличаются самой низкой агпаитностью (0,75–0,95), тогда как в одноименных натриевых породах ее величина колеблется от 0,85 до 1,27. С возрастанием коэффициента агпаитности в фельдшпатоидных сиенитах повышается содержание натрия по отношению к калию (от 0,27 в калиевых разновидностях до 3,5–4,0 в агпаитовых фельдшпатоидных сиенитах). Одновременно с этим возрастает концентрация ниобия, циркония и редких земель. Причем увеличение концентрации этих элементов наблюдается только с определенного уровня натриевой щелочности, отвечающей для ниобия и циркония коэффициенту агпаитности, равному единице, а для редких земель –0,95.

Степень насыщения исходных расплавов щелочами не только обусловливает концентрацию редких элементов, но и определяет генетический тип руд. Из экспериментальных работ (Таттл, 1961; Когарко, 1975 и др.) известно, что в щелочных агпаитовых расплавах происходит неограниченное растворение летучих компонентов (вода, фтор). При этом Nb, Ta, Zr, TR, образующие комплексные соединения с F и OH, сохраняются в расплаве, чем и объясняется магматический генезис месторождений редких элементов в агпаитовых массивах. В противоположность этому при кристаллизации менее щелочных магматических расплавов с падением температуры происходит отделение флюидной фазы, которая вызывает фенитизацию вмещающих пород, а в некоторых случаях и мощный послемагматический метасоматоз, с которыми связаны разнообразные типы редкометальных руд (альбититы, карбонатиты, слюдиты и др.).

Для щелочных пород характерны повышенные содержания летучих компонентов, в первую очередь водорода, хлора, фтора, углекислоты, углеводородов и серы. Их распределение в породах неравномерное, и поэтому данные анализов позволяют судить только о порядке величин их содержаний. Как и в отношении петрогенных элементов, для щелочных пород разных серий обнаруживается определенная специфика состава летучих компонентов. Так, значительное обогащение щелочных пород CO_2 (0,53–2,74%) при заметном содержании Cl и F устанавливается для серии щелочных ультраосновных пород. Углекислота присутствует в породах всех других щелочных серий, за исключением агпаитовых нефелиновых сиенитов. При этом повышенные содержания CO_2 фиксируются в серии миаскитов и щелочных сиенитов (0,70–1,32%, Вишневогорский массив), а также в интрузивах, сложенных породами серии геденбергитовых фойяитов, ювитов (от 0,28 до 3,5%, Юго-Восточная Тува). Агпаитовые нефелиновые сиениты отличаются широким спектром летучих, среди которых ведущее значение имеют хлор (0,16%), фтор (0,14%), водород, метан и в меньшей степени сера. Весьма разнообразен состав летучих в серии калиевых щелочных основных пород (фтор, хлор, сера, углекислота, бор), причем в количествах, на порядок выше кларковых. Породы серии натриевых щелочных основных пород бедны летучими; для них типичны CO_2 и водород, а в отдельных провинциях и массивах отмечаются метан, хлор, иногда фтор, сера, однако в количественном отношении их меньше, чем в других щелочных сериях.

Масштаб развития постмагматических процессов коррелируется с содержанием и составом летучих компонентов в первичных магматических породах и особенно в

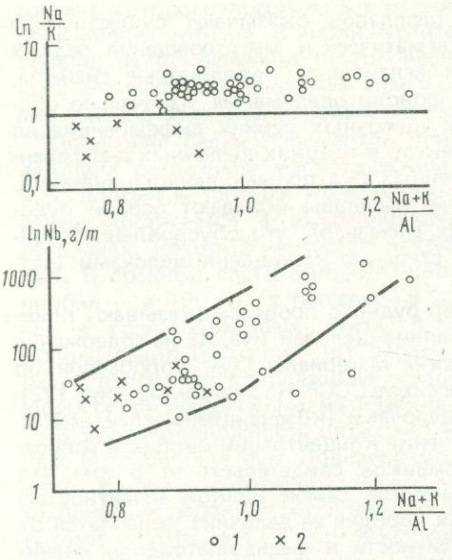


Рис. 122. Зависимость содержаний Na, K, Nb от величины K_a нефелиновых сиенитов из щелочных серий калиево-натриевых (*1*), калиевых серий (*2*)

поздних щелочных дифференциатах. Наиболее интенсивный метасоматоз характерен для серии калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород. Здесь отделение на послемагматическом этапе флюидной фазы, обогащенной фосфором, углекислотой, рудными (Fe, Ti) и редкими (Zr, Nb, TR) элементами, привело к возникновению специфических форстерит-апатит-магнетитовых (фоскориты) и различных карбонатитовых руд. При метасоматической переработке первичных магматических пород содержание железа по отношению к среднему составу серии возросло примерно в 2 раза. Содержание фосфора по сравнению с ранними фазами увеличилось в 140 раз. В несколько сот раз в фоскоритах и особенно в карбонатитах повысилась концентрация редких элементов.

Мощный послемагматический метасоматоз завершает формирование интрузивных массивов миаскитовых нефелиновых сиенитов, изначально насыщенных водно-углекислой газовой фазой и обогащенных цирконием (520 г/т). При активном развитии процессов альбитизации и последующей кальцитизации содержание редких элементов возрастает в десятки раз. В сиенит-нефелин-сиенитовых массивах, относительно бедных углекислотой, но заметно обогащенных фтором и хлором, редкие элементы накапливаются в позднемагматических дифференциатах (фойяитовые пегматиты) или связанных с ними высокощелочных метасоматитах (мариуполиты). В них концентрация циркония и ниобия по отношению к ранней интрузивной фазе миаскитов увеличивается в 10—15 раз.

Для массивов серии калиевых щелочных основных пород, отличающихся наиболее высоким содержанием летучих, особенно фтора, но обладающих минимальной величиной агпаитности, типично образование постмагматических гидротермалитов и скарнов, с которыми связаны месторождения редких земель, золота, серебра, а также халькопирит-магнетитовых руд с ванадием и кобальтом. В то же время в массивах серии натриевых щелочных основных пород, бедных как редкими элементами, так и газовой составляющей, постмагматические процессы проявлены слабо и не ведут к образованию рудных концентраций.

В щелочных магматических расплавах и связанных с ними послемагматических растворах летучие компоненты экстрагируют редкие элементы — комплексообразователи (Zr, Nb, Ta, TR) — и осуществляют их перенос в форме фтор-, гидроксил-фтор-карбонат-фтор-комплексных соединений, которые постепенно мигрируют в апикальные зоны массивов и в надынтрузивные области. Здесь при изменении физико-химических условий происходит распад комплексных соединений и осаждение редких элементов в виде определенных рудных минералов. Вместе с тем некоторая часть полезных компонентов сохраняется в форме изоморфной примеси в главных породообразующих минералах. При наложении постмагматических процессов она может быть мобилизована и вовлечена в гидротермальное рудообразование в случае, если эти породы подвергаются интенсивной переработке. При этом весьма существенное значение имеет и еще один фактор — время, в течение которого флюидная фаза удерживается в равновесии с расплавом. По-видимому, отсутствие повышенных концентраций рудных компонентов в ряде случаев может быть объяснено потерей флюидной фазы на ранних этапах формирования массивов.

Таким образом, щелочные породы наряду с другими магматическими образованиями обладают общим повышенным фоном содержаний таких элементов, как алюминий, фосфор, железо, титан и редкие элементы. Кроме того, отмечавшееся высокое содержание щелочей, летучих компонентов, контрастность процессов дифференциации являются

рудоконцентрирующими факторами и способствуют высокой степени концентрации полезных компонентов вплоть до промышленных масштабов.

Подчеркнем, что месторождения петрогенных элементов — железа, титана, алюминия — могут образовываться при увеличении содержания этих элементов в 5—15 раз по сравнению с составом исходного глубинного субстрата — гранатового перидотита. Однако редкометальные месторождения могут образоваться только при концентрации элементов в сотни раз.

Рассмотренные факторы концентрации рудных компонентов взаимосвязаны с общими закономерностями развития щелочного магматизма. Выявление особенностей накопления и рассеяния полезных компонентов при образовании различных серий щелочных пород позволяет производить их более точную прогнозную оценку и целеустремленно направлять поисковые и геологоразведочные работы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Благодаря работам последних десятилетий щелочные породы перестали быть столь редкими образованиями, как это считалось ранее: только на территории Советского Союза в настоящее время насчитывается более 500 щелочных массивов. Помимо классических провинций, известных еще с конца прошлого века (Кольский полуостров, Урал, Скандинавия, Украина и др.), были открыты новые щелочные провинции как на востоке нашей страны (Восточно-Саянская, Кузнецкий Алатау, Тувинская, Северо-Байкальская, Витимская, Маймеча-Котуйская, Алданская и др.), так и в других регионах мира, в том числе на островах в океанах. Уступая многим магматическим породам по распространенности и масштабам проявления, щелочные породы тем не менее являются важным элементом геологической истории Земли. Возникая при определенном геодинамическом режиме, они могут служить его индикатором и способствовать реконструкции геолого-тектонической и физико-химической обстановки в момент возникновения и формирования щелочных пород в разных регионах Земли. Они важны и с точки зрения практического использования как источника глинозема, калийного, фосфатного и керамического сырья. С ними связан большой комплекс и других полезных ископаемых, в том числе редких металлов.

Щелочным породам свойственно исключительное разнообразие состава. Помимо вариаций содержания кремнезема, которые характерны и для пород нормального ряда, состав щелочных пород зависит от соотношения натрия и калия, а также от их суммарного содержания щелочей и отношения щелочей к другим породообразующим окислам, в первую очередь к глинозему. В зависимости от содержания кремнезема среди щелочных магматических образований выделяются: ультраосновная, основная, средняя и кислая группа щелочных пород. При этом следует иметь в виду, что эквивалентами гранитов в щелочном ряду являются щелочные граниты (в работе они не рассматриваются). Распространенное представление о связи фельдшпатоидных сиенитов с гранитами не подтвердилось при детальных геологических, изотопных, экспериментальных исследованиях. Фельдшпатоидные сиениты представлены несколькими видами в группах щелочных основных и щелочных средних пород (последние преобладают). По соотношению натрия и калия выделяются калиево-натриевые (Na_2O/K_2O от 1 до 4, наиболее распространенные), калиевые ($Na_2O/K_2O < 1$), натриевые ($Na_2O/K_2O > 4$, наиболее редкие) щелочные породы. Резкое преобладание калия (сынныриты) или натрия (науяиты) характерно для весьма редких магматических видов пород с экстремальными содержаниями щелочей (до 18–20%). Существует отчетливая зависимость состава щелочных пород от соотношения в них щелочей и глинозема, т.е. от степени их агпаитности. Ее важно учитывать для натриевых и натриево-калиевых щелочных пород, так как высококалиевые агпаитовые породы – флогопитовые и магнофоритовые лейцитовые фонолиты – имеют ограниченное распространение.

Как и большинство изверженных пород в природе, щелочные магматические породы встречаются в виде определенных серий. Все многообразие магматических щелочных пород по совокупности признаков состава, геолого-тектоническим и физико-химическим условиям образования, а также различий исходных магм укладывается в четыре группы магматических серий: щелочную ультраосновную, щелочную основную, щелочную среднюю и щелочную кислую. В пределах каждой группы выделены калиево-натриевые и калиевые серии пород.

Калиево-натриевые щелочные ультраосновные серии, формируясь в наземных условиях в рифтах древних платформ, представлены породами из семейства пикритов (меймечит), щелочных пикритов (хатангит), мелилититов, ультраосновных фоидолитов (нефелинит), фонолитов, иногда щелочных трахитов и карбонатитов. В гипабис-

сальных сериях обычны оливиниты, разнообразные мелилитсодержащие породы (кугдит, ункомпагрит и др.), мельтейгиты, ийолиты при подчиненном количестве малиньитов, сернеитов, карбонатитов. Мезоабиссальные серии встречаются в пределах краевых выступов фундамента древних платформ. Они включают перовскитовые, ильменитовые, титаномагнетитовые пироксениты, мельтейгиты, ийолиты, малиньиты, сернеиты, щелочные сиениты, карбонатиты. Несмотря на вариации состава серий разной глубинности в них доминируют (по объему) щелочные ультраосновные породы. К числу характерных петрохимических типов пород принадлежат диопсидовые и салитовые ийолиты, сернеиты. Для группы щелочных ультраосновных серий свойствен высокомагнезиальный состав минералов (диопсид, салит, флогопит, оливин и др.), широкое развитие кальцийсодержащих минералов (диопсид, канкринит, кальцит и др.), из фельдшпатоидов преобладает нефелин. Специфические черты их химизма — высокие содержания Mg, Ca, Fe, щелочей, Ti, P, Cu, Zr, Ta, Nb, TR, Ni, а из летучих компонентов в первую очередь CO_2.

Калиево-натриевые щелочные основные серии развиты преимущественно в пределах консолидированных складчатых областей, встречаются в рифтовых зонах платформ и на океанических островах. Вулканические серии включают щелочные пикриты, субщелочные базальты, тефриты (базаниты, берешиты), нефелиниты, фельдшпатоидные трахибазальты, фонолиты. Субвулканические серии этой группы представлены щелочными пикритами, щелочными долеритами, тешенитами, анальцимовыми сиенитами. Для интрузивных серий типичны субщелочное габбро (габбро-пироксенит), тералит, эссексит, уртит (ийолит), фойяит. К числу типоморфных породообразующих минералов щелочных основных серий относятся фассаит, титанистый авгит, оливин, иногда амфибол (керсутит, баркевикит), плагиоклаз состава лабрадор-битовнит, андезит, реже олигоклаз в фельдшпатоидных трахибазальтах. В фонолитах и фойяитах обычны щелочные полевые шпаты (микроклин, ортоклаз). Состав фельдшпатоидов разнообразен: это нефелин, содалит, гаюин и др. Сериям щелочных основных пород свойственна высокая степень дифференцированности с постепенным изменением их химизма; от более ранних пород серий к более поздним нарастает роль кремнезема, глинозема и щелочей, а также Rb, Sr, Ba, Zr, TR и снижается — Fe, Mg, Ca, Ni, Co, Cr, V. Среди летучих компонентов в интрузивных породах преобладают фосфор и водород, а в субвулканических — вода и фтор.

Калиево-натриевые щелочные средние (сиенитоидные) серии представлены главным образом интрузивными фациями пород, тогда как вулканогенные трахит-фонолитовые проявления распространены ограниченно. Состав интрузивных серий и степень их дифференцированности существенно изменяются в зависимости от тектонической обстановки. Только на древних щитах известны серия агпаитовых фойяитов—уртитов— луявритов с высоконатриевыми нефелин-содалитовыми и содалитовыми сиенитами (науяитами) и серия щелочных сиенитов—хибинитов—фойяитов с нефелин-кальсилитовыми сиенитами (рисчорритами). На платформенных глыбовых поднятиях и в срединных массивах в составе серий щелочных средних пород преобладают фойяиты с ювитами, ийолитами и уртитами либо со щелочными сиенитами и пуласкитами. Для посторогенных раздробленных поднятий типично образование серии щелочных и нефелиновых сиенитов. К типоморфным породообразующим минералам перечисленных выше серий принадлежат фельдшпатоиды (нефелин, содалит, науякозит), щелочные полевые шпаты, щелочные пироксены (эгирин, эгирин-салит, эгирин-геденбергит), амфиболы (арфведсонит, катафорит), биотит, лепидомелан. В агпаитовых породах обычны натрийсодержащие цирконосиликаты, титаносиликаты, титанониобаты, а также многочисленные минералы, содержащие TR, Li, Be, Th, Sr и др. Выявлена единая направленность изменения химизма серий в сторону увеличения основности и щелочности пород от ранних фаз к поздним. При этом максимальное содержание щелочей ($Na_2O + K_2O = 17{,}5-19{,}5\%$) свойственно агпаитовым магматическим образованиям, представленным двуфельдшпатоидными сиенитами с нефелином и содалитом (науяит, тавит) или с нефелином и кальсилитом (рисчоррит). Эволюция состава магматических серий щелочных средних (сиенитоидных) пород происходила в широком диапазоне содержания кремнекислоты (SiO_2 от 45 до 65%), щелочей ($Na_2O + K_2O$ от 9,4 до 19,5 %), глинозема (Al_2O_3 от 12 до 26%), в то же время кальций и магний не играли в них существенной роли. Важное влияние на состав серий оказали летучие компоненты (фтор, хлор, CO_2 и др.).

Магматические серии калиевых щелочных пород по масштабам развития уступают

калиево-натриевым сериям. Среди них преимущественное распространение имеют вулканические и приповерхностные проявления, а глубинные—редки. Калиевые щелочные серии тяготеют к рифтогенным и другим структурам тектоно-магматической активизации. Специфику данной группы серий определяют лейцит, кальсилит, магнезиальные пироксены, оливины, слюды, амфиболы.

Калиевые щелочные ультраосновные серии известны только как вулканические проявления и небольшие приповерхностные тела. Они представлены лейцитовым пикритом (угандит), оливиновым мелакальсилититом (мафурит), кальсилит-лейцитовым мелилититом (катунгит) с флогопитовым перидотитом и пироксенитом либо лейцититами с варьирующим составом темноцветных минералов. Для них типичны довольно редкие минералы: перовскит, прайдерит, барит, нункамбахит, вадеит и др. Химизм пород отличается повышенными содержаниями калия, магния, бария.

Калиевые щелочные основные серии пород распространены более широко, чем предыдущие. В наземных условиях они представлены лейцит-оливиновыми тефритами, лейцититами, лейцитовыми фонолитами, трахитами. Приповерхностные серии включают биотитовые и псевдолейцитовые пироксениты, перидотиты, шонкиниты, псевдолейцитовые, нефелиновые и кальсилитовые сиениты, щелочные сиениты. Характерны вулканоплутонические комплексы, в которых сочетаются комагматичные вулканогенные и интрузивные серии близкого состава. Типоморфные минералы пород: лейцит, диопсид-авгит, оливин, биотит-флогопит, лабрадор-андезин, ортоклаз. Химический состав этих серий в целом отвечает калиевым щелочным базальтоидам, имеющим повышенные содержания P, F, Cl, S, а также Rb, Cs, Cr, V, Zr, Sr, Ba.

Калиевые щелочные средние породы слагают самостоятельно вулканические и гипабиссальные серии. Первые представлены главным образом лейцитовыми фонолитами и щелочными трахитами, а вторые включают псевдолейцитовые, кальсилитовые, нефелин-биотитовые и щелочные сиениты. Их своеобразие определяется лейкократовым обликом пород и преобладанием среди породообразующих минералов калиевого полевого шпата (санидин и ортоклаз), лейцита, кальсилита, нефелина с высоким содержанием кальсилитовой составляющей. Подчиненное значение имеют биотит, эгирин-диопсид, гастингсит. Особенности петрохимии пород калиевых щелочных средних серий заключаются в наиболее высоких содержаниях калия (до 20%) и алюминия (до 22,5%). Из элементов-примесей обычны Rb, Cs, Ba, Sr, Cu, Zr.

Сопоставление групп щелочных магматических серий показывает значительные различия их состава как по главным петрогенным, так и по индикаторным элементам-примесям. Вместе с этим устанавливается, что вулканические, гипабиссальные серии, принадлежащие к одной группе, вне зависимости от провинциальной принадлежности имеют сходные тренды эволюции не только главных компонентов, но и таких индикаторных элементов, как ниобий и тантал, рубидий и цезий, редкие земли иттриевой и цериевой групп.

Анализ размещения щелочных магматических серий в структурах земной коры позволил выявить их приуроченность не только к стабильным структурам (платформы, щиты), но и широкое развитие в областях завершенной складчатости, подвергавшихся неоднократной тектоно-магматической активизации. Следует подчеркнуть, что щелочные породы сосредоточены главным образом на континентах и значительно реже встречаются в океанах (на океанических островах). При этом их положение на континентах определяется участками дробления краевых частей платформ и сопряженных с ними складчато-глыбовых областей; внутриконтинентальными рифтами и их продолжением в морские акватории, сквозными глубинными разломами, секущими разнообразные структуры.

Как подтверждается современными радиоизотопными методами, формирование щелочных пород оторвано во времени от периода стабилизации структур фундамента. Авторам удалось выявить определенную связь типов магматических щелочных серий с их геологическим положением и с геологической доконсолидационной историей структур фундамента. Одна из наиболее четко проявленных закономерностей – снижение относительной щелочности пород по мере перехода от областей с рано консолидированным фундаментом к областям тектонически более мобильным. Так, серии агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов и щелочных ультраосновных пород с карбонатитами известны только на древних щитах или в краевых блоках платформ. В то же время серии щелочных основных и средних пород развиты преимущественно в пределах

консолидированных складчатых областей, подвергавшихся неоднократной тектоно-магматической активизации. Изотопные исследования одного их миаскитовых массивов (Ильмено-Вишневогорский) уточнили структурную приуроченность его к докембрийскому блоку фундамента, осложненного рифтогенной зоной в период около 440 млн. лет назад, т.е. еще до формирования герцинской геосинклинали. Ранее некоторые исследователи рассматривали миаскитовые массивы, в том числе Ильмено-Вишневогорский, как синорогенные или посторогенные образования герцинид.

Рассматривая взаимосвязь щелочного магматизма и тектоники, авторы подчеркивают, что вспышки щелочного магматизма совпадают с эпохами повышенной тектонической активности Земли, вызванными изменением геодинамического режима. В этой связи интрузивные и вулканические серии щелочных пород могут служить одним из индикаторов изменения геодинамического режима, особенно в пределах континентальных структур.

1. Интрузивные серии калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород с карбонатитами, а также агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов с ийолитами и уртитами свидетельствуют об устойчивом платформенном режиме древних кратонов, который периодически сменялся рифтогенным режимом в эпохи повышенной тектонической активности Земли при раскрытии крупных океанских бассейнов (Палеоатлантический, Палеоазиатский, Палеотетис и др.).

2. Вулканические серии калиево-натриевых и калиевых щелочных ультраосновных пород с нефелинитами и фонолитами являются надежным показателем эпиплатформенного рифтового режима.

3. Интрузивные серии калиево-натриевых щелочных основных пород отражают смену субплатформенного режима консолидированных складчатых областей на режим тектоно-магматической активизации, проявившийся в интенсивных разломно-глыбовых движениях и оживлении древних глубинных швов фундамента.

4. Вулканические серии калиево-натриевых субщелочных базальтов, щелочных базальтоидов с нефелинитами, тефритами, фонолитами и трахитами фиксируют локальное установление рифтового режима в пределах консолидированных складчатых областей, проявившегося в образовании систем вулканогенных впадин.

5. Сиенит-нефелин-сиенитовые и сиенит-псевдолейцит-сиенитовые серии интрузивных пород свидетельствуют о смене устойчивого орогенного режима в складчатых областях, при котором происходило наращивание континентальной земной коры на рифтогенный (в срединных массивах) или дейтероорогенный (в длительно развивавшихся складчатых системах), в связи с которыми оживлялись глубинные разломы фундамента и происходило дробление континентальной коры.

6. Сиенит-щелочно-гранитные интрузивные серии, сопряженные в своем развитии с континентальными вулканическими поясами, могут служить показателем существования в прошлом Земли (Pz_2, Pz_3, Mz) обширных активных окраин континентов с геодинамической обстановкой, напоминающей Калифорнийский или Андийский типы современных континентальных окраин. Итак, именно режимы деструкции консолидированной земной коры благоприятны для возникновения щелочных пород.

За последние десятилетия представления об источнике щелочных магм коренным образом изменились. Устойчивая повторяемость определенных групп щелочных магматических серий, начиная с периода около 1,9 млрд. лет назад (единичные проявления щелочного магматизма на Земле фиксируются около 2,7 млрд. лет назад), позволяет допускать достаточную дифференцированность мантии уже в среднем протерозое, возможность вариаций ее состава, как и вариаций термодинамического режима, в различных сегментах Земли. Эксперименты, моделирующие условия глубинного магмообразования, доказали возможность возникновения щелочных магм при процессах частичного плавления вещества верхней мантии (The evolution....., 1979). Теоретически можно представить сколь угодно широкие вариации составов родоначальных магм (такая идея проводится в некоторых работах), но данные, основанные на изучении известных в природе щелочных магматических серий, свидетельствуют об их ограниченном числе, как ограничена изменчивость химизма групп серий.

Представление о гипотетических исходных магмах для рассматриваемых серий щелочных пород было получено нами на основании расчетов приближенных средних составов по магматическим сериям и по крупным плутонам, а также их сопоставления с распространенными типами лав. Было выявлено, что исходный расплав для магмати-

ческих серий щелочного ультраосновного состава приближается к оливиновым мелане-фелинитам или фельдшпатоидным пикритам. Средний состав калиево-натриевых щелочных основных пород отвечает тефриту. Среди калиевых щелочных основных серий наиболее распространены, по-видимому, производные лейцитовых тефритов. Вместе с тем для обогащенных калием резко недосыщенных кремнеземом эффузивных серий Западного рифта Африки многие исследователи исходными считают магматический расплав состава лейцитового пикрита (угандит). Что касается магматических серий щелочных средних пород, то исходным для них был фонолитовый расплав, насыщенный щелочами и в разной степени обогащенный летучими компонентами. Таким образом, по-видимому, необходимо допускать существование по крайней мере пяти типов щелочных магм, исходных для наблюдаемых в природе групп щелочных магматических серий. При этом, если для субщелочных оливиновых базальтов, тефритов, нефелинитов после находок в них лерцолитовых нодулей считается доказанным их мантийное происхождение, то природа фонолитов продолжает дискуссироваться. Достаточно обычны случаи появления фонолитов и трахитов как продуктов фракционной дифференциации в режиме давлений порядка 5 кбар, т.е. в условиях земной коры. Однако огромные объемы фонолитовых лав в некоторых щелочных провинциях (только в Кении их объем, по данным некоторых авторов, достигает 60 000 км^3) не позволяют использовать этот механизм для объяснения их генезиса. В последние годы появились сведения о находках нодулей шпинелевых лерцолитов в фонолитах (Irving, Green, 1976). Предполагается, что подобные фонолиты произошли при фракционной кристаллизации магмы состава оливинового тефрита при давлении порядка 10—15 кбар, т.е. в условиях верхней мантии. Изотопные данные по нефелиновым сиенитам ряда регионов также свидетельствуют о мантийном источнике слагающего их вещества. В этом отношении показательны результаты изучения Ильмено-Вишневогорского комплекса, который обычно традиционно упоминался как пример щелочно-гранитной формации и анатектического происхождения миаскитов за счет гранитно-метаморфической коры. Показано, что первичное отношение изотопов стронция миаскитов колеблется в пределах 0,7035, свидетельствуя о его мантийном источнике.

Вопрос о соотношении глубинного и корового вещества традиционен для обсуждения генезиса щелочных пород еще со времен Р. Дели, предложившего гипотезу об образовании щелочных пород за счет ассимиляции известняков. В настоящее время достаточно общепризнано, что отличительная черта щелочных пород — их гетерогенность. Однако продолжается спор о роли тех или иных процессов в формировании щелочных пород и их серий. В этой связи подчеркнем, что если в образовании серий щелочных ультраосновных и щелочных основных пород ведущими являются процессы многоступенчатой дифференциации мантийных расплавов, то на состав магматических серий щелочных средних пород, формирующихся в срединных массивах и разновозрастных областях завершенной складчатости, существенное влияние оказывали процессы магматического замещения и взаимодействия фонолитовых (или фойяитовых) расплавов с вмещающими толщами (Тува, Енисейский кряж, Восточный Саян). Именно в этих сериях реализуется механизм взаимодействия магмы и ее флюидов с вмещающими толщами, т.е. механизм магматического замещения. Напомним, что процесс магматического замещения принципиально отличается от ассимиляции, весьма ограниченное значение которой для щелочного петрогенезиса можно считать доказанным. На примере массивов Юго-Восточной Тувы было установлено, что при взаимодействии с кремнекислой средой (гнейсы, кристаллические сланцы, гранитоиды) в эндоконтактовых частях фойяитовых интрузивов возникли сиенитовые породы (от плагиоклаз- до нефелинсодержащих), образуя пуласкит-фойяитовые и сиенит-нефелин-сиенитовые магматические серии. Обменные реакции в системе фойяитовый расплав — равновесный с ним магматический раствор — вмещающая карбонатная среда способствовали образованию специфической серии интрузивных пород (ийолит-уртит, ювит, геденбергитовый фойяит), сопровождаемых остаточными дифференциатами, пересыщенными кальцием и углекислотой (жильные кальцитсодержащие пегматиты и кальцит-силикатные породы, Харлинский и Баянкольский массивы). Изотопный состав углерода и карбонатного кислорода этих кальцит-силикатных пород свидетельствует о смешанном источнике карбонатного вещества.

В формировании щелочных магматических серий процессы многоступенчатой магматической дифференциации играли ведущую роль. Об этом свидетельствует закономерная эволюция состава слагающих серий пород. Следует различать дифференциацию глубин-

ных магматических резервуаров, приводящую к возникновению различных родоначальных щелочных магм; внутриочаговую дифференциацию, вызывающую образование производных магм и внедрение ряда последовательных интрузивных фаз единой магматической серии, а также внутрикамерную дифференциацию, определяющую появление зональности, расслоенности в пределах одной интрузивной фазы непосредственно в камере плутона. Устойчивая повторяемость выдержанных по составу магматических серий в различных частях Земли в широком диапазоне времени свидетельствует об единых законах дифференциации щелочных магм, зависящих от физико-химического и тектонического режимов, существовавших в том или ином участке Земли. В числе факторов, влияющих на ход дифференциации и определяющих в значительной мере состав и разнообразие магматических серий, отметим следующие: состав исходной магмы, *P-T* параметры кристаллизации, явления аккумуляции, газового переноса и др.

Повышенное содержание летучих компонентов, давно фиксируемое в щелочных породах, получило в последние годы экспериментальное обоснование: установлена прямая корреляция щелочности расплава и "емкости" летучих компонентов (F_2, Cl_2, CO_2, CH_4 и др.). Это объясняет установленные вариации концентрации и состава летучих компонентов в породах различных щелочных магматических серий. Их максимальные содержания присущи сериям высокощелочных (агпаитовых) фельдшпатоидных сиенитов, а также сериям калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород. Именно породы этих серий характеризуются наиболее широким спектром летучих F, Cl, CO_2, S, причем максимальные концентрации углекислоты характерны для щелочных ультраосновных серий, с которыми связаны карбонатиты. Значительные содержания (на порядок выше кларка) фтора, хлора, серы, углекислоты обычны и для калиевых серий пород. В то же время породы калиево-натриевых щелочных основных серий наиболее бедны летучими. При оценке влияния летучих на состав серий следует иметь в виду экспериментальные данные (Когарко, 1977), показавшие, что высокощелочные (агпаитовые) расплавы растворяют практически неограниченное количество летучих (вода, фтор) и только при кристаллизации менее щелочных расплавов возможно отделение флюидной фазы, обусловившей фенитизацию вмещающих толщ и послемагматические процессы. Показано также, что режим летучих компонентов и щелочей влияет на продукты кристаллизации расплавов. В частности, в ходе экспериментов по плавлению тералита было обнаружено, что в тех случаях, когда создавались условия для отделения летучих (сброс давления), происходил вынос вместе с ними натрия, снижались щелочность расплава и кристаллизовались парагенезисы минералов, характерные для пород субщелочного и нормального рядов. Вполне возможно в связи с этим, что именно режим летучих, степень их концентрации или потери ответственны в некоторых случаях за пестрый состав продуктов вулканизма, отмечавшийся в рифтах и других структурах тектоно-магматической активизации. Возможно, что именно режимом летучих можно иногда объяснить установленное в природе синхронное образование вулканических щелочных основных и субщелочных основных магматических серий.

Щелочные породы являются источником рудного вещества крупнейших эндогенных месторождений ниобия, тантала, циркония, редкоземельных элементов, титана, железа, алюминия, фосфора и др., причем определенные типы магматических и метасоматических месторождений сопровождают разные щелочные магматические серии. Именно различие исходных щелочных магм для рассматриваемых групп щелочных магматических серий, по-видимому, предопределяет их первоначальную геохимическую и металлогеническую специализацию. Дальнейшее обогащение металлами происходит в ходе дифференциации исходных магм, при этом степень щелочности и соотношение натрия и калия оказывали существенное влияние на ход процессов дифференциации. Характерно, что накопление главных и второстепенных петрогенных компонентов (Al, Fe, Ti, P) происходило преимущественно в контрастных мезоабиссальных сериях калиево-натриевого ряда. При этом для образования богатых нефелиновых и апатитовых руд важно не столько накопление алюминия и фосфора в ходе дифференциации, сколько степень десиликации и резкое увеличение разницы между коэффициентом накопления полезного компонента (Al, Ti, P) и кремния. С увеличением натриевой щелочности магм возрастает растворимость в них летучих компонентов, а вместе с ними и редких элементов. Поэтому магматические месторождения редких элементов характерны главным образом для массивов с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами. При пониженной щелочности расплавов в процессе их кристаллизации происходит отделение летучих компонентов,

связывание с ними редких элементов-комплексообразователей (Th, Ta, Nb, Zr) и перенос их в форме легко растворимых соединений в апикальные участки массивов и в надынтрузивные зоны. Здесь обычно проявляются послемагматические метасоматические процессы, ведущие к образованию рудных альбититов и гидротермалитов. Учитывая, что только определенные типы магматических и метасоматических месторождений сопровождают разные щелочные магматические серии, характерные особенности самих серий, включая их состав, могут быть использованы для выработки прогнозных оценок перспектив поисков полезных ископаемых и правильного направления этих работ.

В заключение остановимся на некоторых тенденциях изменения состава щелочных магматических серий в ходе геологической истории Земли с учетом принятых О.А. Богатиковым и др. (1980) главнейших тектоно-магматических стадий в истории Земли. Первые единичные проявления щелочного магматизма фиксируются еще до кратонной стадии (2,5—1,5 млрд. лет) истории развития Земли. Они возникли около 2,7 млрд. лет в пределах древних архейских ядер кратонов и представлены преимущественно фельдшпатоидными сиенитами (Канадский щит).

Щелочной магматизм кратонной стадии развития Земли связан с формированием складчатых систем карелид, гудзонид и др. Единичные щелочные массивы возрастом 2,0—1,8 млрд. лет проявлены только на древних щитах Северо-Американского, Европейского и Африканского материков и представлены калиево-натриевыми сериями щелочных основных, щелочных ультраосновных пород с карбонатитами, миаскитов с карбонатитами. Эти, хотя и единичные, но достаточно разнообразные по составу проявления калиево-натриевых щелочных пород позволяют предполагать, что уже в среднем протерозое имели место процессы преобразования и плавления мантийного вещества в условиях заметных вариаций термодинамического режима в пределах протоконтинентов.

В период континентальной стадии истории Земли (1,5—0,25 млрд. лет) щелочной магматизм проявлялся неоднократно в эпохи тектонической перестройки земной коры. Однако следует учитывать, что в первую половину этой стадии, как и в предыдущую, образовались лишь единичные массивы щелочных ультраосновных пород с карбонатитами (Африка, Канада) и массивы агпаитовых фельдшпатоидных сиенитов (Гренландия, Канада, Фенноскандия) возрастом 1,5—1,2 млрд. лет. После продолжительного, практически амагматичного периода вторая половина континентальной стадии, начиная с границы рифея и палеозоя, ознаменовалась развитием разнообразного и резко возросшего по масштабам проявления щелочного магматизма. В этот период преобладали интрузивные калиево-натриевые серии, варьирующие от щелочных ультраосновных и щелочных основных до щелочных средних и щелочных кислых пород. Подчеркнем, что в среднепалеозойское время впервые в истории Земли возникают в заметном объеме калиевые щелочные серии. Вспышки щелочного магматизма на континентальной стадии во времени коррелируются с периодами раскрытия Палеоатлантического и Палеоазиатского океанических бассейнов, последующего их закрытия и образования суперконтинента Пангея, раскрытия Палеотетиса.

С началом континентально-океанической стадии (250 млн. лет до наших дней) истории Земли значительно расширились масштабы рифтообразования и связанного с ним щелочного вулканизма; щелочной интрузивный магматизм заметно сократился в масштабах (либо его проявления не вскрыты современным эрозионным срезом). В составе щелочных пород произошел заметный сдвиг — резко возрастают масштабы калиевого магматизма, но только в пределах континентов. В океанах преобладают щелочные породы калиево-натриевых серий. Роль калиевого магматизма еще более резко возрастает в кайнозое: для него наиболее характерны щелочные базальтоиды и субщелочные базальты калиево-натриевого и калиевого рядов.

Приведенные в данной монографии материалы показывают, что щелочной магматизм отражает определенные этапы эволюции геологической истории Земли. Многообразие щелочных пород, их гетерогенность и связь с определенными тектоническими структурами обусловлены особенностями геодинамического режима в тех или иных участках Земли. В этой связи щелочные магматические серии определенного состава, как и отдельные типы щелочных пород, могут служить индикаторами истории геологического развития Земли и отдельных ее сегментов.

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахманов К.А. Петрология и металлогения щелочных пород в Таласском Алатау. Алма-Ата: Наука, 1965.

Азизбеков Ш.А., Багиров А.Э., Велиев М.М. и др. Геология и вулканизм Талыша. Баку: Элм, 1979.

Андреев Г.В. Петрология Сыннырского щелочного плутона. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1965.

Андреев Г.В., Шаракшинов А.О., Литвиновский Б.А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969.

Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968.

Андреева Е.Д. Классификация и номенклатура интрузивных щелочных габброидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2.

Андреева Е.Д. Особенности и время формирования некоторых массивов щелочно-габброидной ассоциации Витимского нагорья. — В кн.: Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982.

Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. Щелочные магматические серии, их генезис и причины разнообразия. — В кн: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1982.

Апатиты. М.: Наука, 1968.

Апельцин Ф.Э. Поисковые критерии редкометальных альбитовых месторождений. — В кн.: Геология редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1961, вып. 14.

Архангельская В.В. Редкометальные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М.: Недра, 1974.

Архангельская В.В., Гинзбург А.И., Кудрин В.С. Криолитсодержащие метасоматиты СССР. — В кн.: Флюорит. М.: Наука, 1976.

Афанасьев Г.Д. Основные исследования в области геологической петрологии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 5.

Афанасьев Л.М., Браун К.Н. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье. — В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977.

Багдасаров Э.А., Орлова М.П., Козырев В.Н. Редкие и рассеянные элементы щелочных габброидов и базальтов Северного Тянь-Шаня. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, вып. 6, ч. 103.

Багдасарян Г.П., Меликсетян Б.М. Генетические особенности щелочных пород Армянской ССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11.

Базарова Т.Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. М.: Наука, 1969.

Барсуков В.Л., Когарко Л.Н., Муравьева Н.С. и др. Вулканизм океанических островов. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность: (Тез. докл. VI Всесоюз. петрогр. совещ.). Л., 1981.

Барсуков В.Л., Когарко Л.Н., Поляков А.И. и др. Дифференциация базальтоидных расплавов и формирование серий вулканических пород островов Южной Атлантики. — Геохимия, 1979, № 11.

Белов В.П., Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Радиологический возраст пород Кийского щелочного комплекса (Енисейский кряж). — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1968, № 6.

Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 1, 3.

Белянкин Д.С., Петров В.П. История исследования и некоторые новые данные по тешенитам и родственным с ними цеолитсодержащим породам на территории Грузии. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1940, № 2/3.

Беус А.А., Ситнин А.А. Геохимические особенности распределения тантала в гранитоидах. — Геохимия, 1968, № 5.

Бибикова Е.В., Когарко Л.Н., Кононова В.А. О времени формирования щелочного массива Норра-Черр (Швеция). — Докл. АН СССР, 1980, 255, № 1.

Билибин Ю.А. Эссексит-тешенитовый комплекс Омолонского района. — Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 1.

Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966.

Богатиков О.А., Боярская Р.В. Выявление неоднородности титаномагнетитов методами просвечивания и сканирующей электронной микроскопии. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М.: Наука, 1976.

Богатиков О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.И. и др. Эволюция магматизма в истории Земли. — В кн.: Петрология. М.: Наука, 1980.

Богданов А.А. Основные закономерности развития палеозойской складчатости на территории СССР. — В кн.: Каледонская орогения. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Боголепов К.В. О понятиях "рифтовая система" и "рифтогенез". — В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977.

Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981.

Бородин Л.С., Гладких В.С. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12.

Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979.

Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972.

Бутакова Е.Л. Дугдинская щелочная интрузия (Восточная Тува). — Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1963, **98**.

Васильев Ю.Р. Оливины ультраосновных пород севера Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978.

Васильева З.В. К вопросу о дефиците одновалентной группы в апатите. — В кн.: Исследование фосфатов кальция физическими методами. Новосибирск: Наука, 1979.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.

Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Воробьева О.А. Главные особенности размещения и формирования щелочных пород. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Наука, 1969, т. 2.

Воробьева О.А. О химизме нефелин-сиенитовой магмы. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М.: Наука, 1971.

Воробьева О.А., Андреева Е.Д., Кононова В.А. и др. Щелочной магматизм и рудогенные процессы. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974.

Воробьева О.А., Яшина Р.М., Свешникова Е.В. и др. Условия формирования щелочных пород (на материалах СССР). — В кн.: Минералогия. М.: Наука, 1972.

Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975.

Гапеева Г.М. Эруптивная брекчия Лесозаводска. — Геология и геофизика, 1960, № 10.

Гендлер В.Е. О химическом составе калинатровых полевых шпатов гранитов, пегматитов и щелочных пород. — В кн.: Вопросы генезиса и рудоносности гранитоидных комплексов. Элиста: Изд-во Калмыцк. ун-та, 1978.

Геофизика океана. Геодинамика. М.: Наука, 1979. Т. 2.

Геохронология СССР. Фанерозой. Л.: Недра, 1974. Т. 2.

Герасимовский В.И. Геохимия агпаитовых нефелиновых сиенитов. — В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М.: Наука, 1968.

Герасимовский В.И. Геохимия Илимауссакского щелочного массива (Юго-Западная Гренландия). М.: Наука, 1969.

Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.И. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966.

Гергелчев В.Н., Петков И.Н., Панов Т.Е., Иосифов Д.С. Общая геолого-геофизическая и металлогеническая характеристики рифтовых зон Балканского полуострова. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.

Гинзбург А.И., Караева З.Г. Критерии связи месторождений редких элементов с магматизмом. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974.

Гинзбург А.И., Портнов А.М. О минеральных ассоциациях щелочных пород. — Геохимия, 1966, № 4.

Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.

Гинзбург А.И., Самойлов В.С. К проблеме карбонатитов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1983, вып. 2, ч. CXII.

Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974.

Гладких В.С. Ультращелочные гиалобазанитоиды бассейна р. Джиды (Прибайкалье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10.

Гладких В.С., Соломинская В.А. К петрологии дифференцированного силла тешенитов юга Красноярского края. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10.

Говоров И.Н. Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского района Приморья. — Докл. АН СССР, 1976, **230**, № 1.

Гольцман Ю.В., Кононова В.А., Баирова Э.Д., Шанин Л.Л. Генезис уртитовых руд Кия-Шалтырского месторождения по данным изотопного состава стронция. — Докл. АН СССР, 1978, **242**, № 4.

Гоньшакова В.И., Бутурлинов Н.В. Палеозойско-мезозойские магматические формации чехла Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976, т. 2.

Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978.

Гриненко Л.Н., Кононова В.А., Гриненко В.А. Изотопный состав серы сульфидов из карбонатитов. — Геохимия, 1970, № 1.

Гулинская интрузия ультраосновных-щелочных пород. — Тр. НИИГА, 1961, **122**.

Даминова А.М. Щелочные горные породы Центрального Таймыра. — Тр. Ун-та дружбы народов им. П. Лумумбы, 1963, **3**.

Дзоценидзе Г.С., Надарейшвили Г.Ш. О новом эффузивном эквиваленте ультраосновных пород. — Докл. АН СССР, 1976, **230**, № 6.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966.

Дмитриев Э.А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976.

Добрецов И.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971.

Донцова Е.И., Милевский А.В. Изотопы кислорода в процессе гранитизации пород. — Геохимия, 1967, № 6.

Донцова Е.И., Кононова В.А., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав кислорода карбонатитов и карбонатитоподобных пород в связи с источниками их вещества и проблемой рудоносности. — Геохимия, 1977, № 7.

Дудкин О.Б., Зак С.И., Горстка В.Н. Ассоциация минералов в крайних калиевых и натриевых дифференциатах щелочных интрузий (на примере Хибинского и Сыннырского массивов). — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1967, вып. 5, ч. 96.

Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.; Л.: Наука, 1964.

Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л.: Недра, 1969.

Егоров Л.С. Происхождение и формационный состав Маймеча-Котуйского магматического комплекса. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л.: НИИГА, 1970. Ротапр.

Егоров Л.С., Сурина Н.П. Меймечиты севера Сибири (геолого-петрографические особенности и взаимоотношения с Гулинской интрузией ультраосновных щелочных пород и карбонатитов). — В кн.: Апатитоносность севера Сибири. Л., 1976.

Елисеев Н.А., Зеленков И.В., Нефедов Н.К. Геологическая структура и петрографический состав Ловозерских тундр. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 1.

Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1961, 141, № 3.

Еремеев Н.В. Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984.

Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.М. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964.

Жабин А.Г. О новом типе карбонатитовых проявлений в связи с щелочным комплексом Вишневых — Ильменских гор. — Докл. АН СССР, 1954, 128, № 5.

Жабин А.Г., Свешникова Е.В. Магматический канкринит. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, вып. 3, ч. 99.

Жариков В.А. Магматическое замещение карбонатных толщ. — В кн.: Гранито-гнейсы. Киев: Изд-во АН УССР, 1960.

Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов. — Геология руд. месторождений, 1967, № 5.

Жидков А.Я. Щелочные интрузии Северо-Байкальского нагорья. — В кн.: Материалы годичной сессии Ученого совета по результатам работ 1958 г. Л.: ВСЕГЕИ, 1960.

Жидков А.Я., Миркина С.Л., Голубчина М.Н. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья. — Докл. АН СССР, 1963, 149, № 1.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956.

Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.

Зырянов В.И. Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов с фельдшпатоидами. М.: Наука, 1981.

Иванова Т.Н., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Поляков К.И. Ийолит-уртиты Хибинского массива. Л.: Наука, 1970.

Икорский С.В., Андреева Е.Д., Еремеев Н.В., Свешникова Е.В. О газовой составляющей пород щелочных массивов Алдана, Таласского Алатау и Прибайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.

Йциксон М.Н., Красный Л.И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР. — Геотектоника, 1970, № 2.

Казарян Г.А. О находке лейцитовых фонолитов в Армянской ССР. — Зап. Арм. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, вып. 9.

Казьмин В.Г., Кочемасов Г.Г. Верхнеплиоценовые щелочные экструзии Эфиопии. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении Восточной Африки. — Сб. тр. ВЗПИ, 1976, вып. 101.

Капустин Ю.Л., Поляков А.И. Вулканогенные карбонатиты Восточной Африки. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1982, вып. 6, ч. 111.

Кепежинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979.

Киселев А.И., Медведев М.Е., Головко Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981.

Коваленко В.И. Редкометальные гранитоиды и их вулканогенные аналоги. Новосибирск: Наука, 1976.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977.

Коваленко В.И., Окладникова Л.В., Павленко А.С. и др. Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. — В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М.: Наука, 1969.

Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Смирнов В.Н. Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в Монгольской Народной Республике (первая находка). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 8.

Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977.

Когарко Л.Н., Кононова В.А. Щелочной магматизм Балтийского щита, время и условия его развития. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 12.

Когарко Л.Н., Крамм У., Грауэрт Б. Новые данные о возрасте и генезисе щелочных пород Ловозерского массива (изотопия рубидия и стронция). — Докл. АН СССР, 1983, 268, № 4.

Козырева Л.В., Филатова Р.А. Пироксены интрузивных пород щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по минералогии и геохимии щелочных комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975.

Колотухина С.Е., Первухина А.Е., Рожанец А.В. Геология месторождений редких элементов Африки. М.: Наука, 1964.

Комлев Л.В., Михалевская А.Д., Данилевич С.И. О возрасте щелочных интрузий Хибин и Ловозерских тундр (Кольский полуостров). — Докл. АН СССР, 1961, 136, № 1.

Конев А.А. Петрология щелочных, ультраосновных и основных горных пород Сайжинского и Гулхенского плутонов (Витимское плоскогорье). — Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1962.

Конев А.А. Жидойский щелочно-ультраосновной плутон. М.: Наука, 1970.

Конев А.А., Самойлов В.С. Контактовый метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974.

Конев А.А., Черненко А.И., Фефелов Н.Н. и др. Калий-аргоновый возраст нефелиновых пород Прибайкалья. — Геология и геофизика, 1975, № 4.

Кононова В.А. Уртит-ийолитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Кононова В.А. О взаимодействии нефелиновых сиенитов и мраморов на примере Чахыртойского инъекционного поля (юго-восток Тувы). — В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М.: 1964.

Кононова В.А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976.

Кононова В.А., Андреева Е.Д., Еремеев Н.В. и др. Щелочные и субщелочные серии магматических пород и роль процессов дифференциации в их формировании. — В кн.: Петрология, литосфера и рудоносность. Л.: Наука, 1981_1.

Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав кислорода и стронция Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов. — Геохимия, 1979, № 12.

Кононова В.А., Лапутина И.П., Первов В.А. Комагматичные серии формации щелочных ультраосновных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 4.

Кононова В.А., Марков В.К., Наседкин В.В. и др. Плавление тералита при 5—15 кбар в присутствии воды и вопросы формирования серий щелочных и основных пород. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981_2.

Кононова В.А., Свешникова Е.В., Борисевич Н.В. О возможности применения нефелина для установления возрастных соотношений магматических и метасоматических процессов при формировании некоторых щелочных интрузивов. — В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966.

Кононова В.А., Андреева Е.Д., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. Роль щелочного магматизма в формировании месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1976.

Кононова В.А., Андреева Е.Д., Тимофеева И.А., Чижова И.А. Распределение элементов в породах щелочно-ультраосновной и щелочно-габброидной ассоциаций (статистический анализ). — В кн.: Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982.

Кононова В.А., Боярская Р.В., Лапутина И.П., Тимофеева И.А. Новые данные о Fe-Ti окисных минералах из пород якупирангит-уртитовой серии и их типоморфные особенности. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1979_2.

Кононова В.А., Первов В.А., Коваленко В.И., Лапутина И.П. Псевдолейцитовые сиениты, вопросы их генезиса и формационной принадлежности (на примере Лугингольского массива МНР). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981_3, № 5.

Континентальные рифты. М.: Мир, 1981.

Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2.

Коржинский Д.С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. — Геология руд. месторождений, 1962, № 5.

Короновский Н.В. Молодой вулканизм Эфиопии и Йемена. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1971, № 3.

Кортусов М.П. Кийский габбро-сиенитовый интрузивный комплекс Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). — В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1963.

Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978.

Костюк В.П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск: Наука, 1974.

Кравченко С.М. Богатые калием щелочные лавы и игнимбриты юрских вулканов Центрального Алдана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4.

Крамбейн Дж., Кауфмен М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов. М.: Мир, 1973.

Кузнецова Ф.В. Нефелиновые сиениты обрамления Боргойской впадины. Новосибирск: Наука, 1975.

Куликов В.И., Первов В.А. Изотопный состав углерода и кислорода апатит-кальцитовых пород района Улугей-Хид (Южная Монголия). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 10.

Куплетский Б.М. Формация нефелиновых сиенитов СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937.

Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии: (Геология, петрология, минералогия и геохимия). М.: Недра, 1965.

Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А. и др. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1972.

Ланда Э.А., Багдасаров Э.А., Марковский Б.А., Хотина М.И. Об особенностях химического состава оливинов вулканогенных ультрамафитов Маймеча-Котуйского региона и Камчатки. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, вып. 3, ч. 107.

Левин В.Я. Щелочная провинция Ильменских — Вишневых гор: (Формация нефелиновых сиенитов Урала). М.: Наука, 1974.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография. Л.: НХТИ, 1925.

Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.

Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Лучицкий И.В. Типы формаций щелочных пород Сибири. — В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1963.

Магматизм (магматические породы) океанических островов. Итоги науки и техники: Геохимия, минералогия, петрография. М.: ВИНИТИ, 1978. Т. 10.

Магматические горные породы. Т. 1. Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983.

Магматические формации и фации Узбекистана. Ташкент: Фан, 1977.

Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис: (Тез. докл. Комис. по пробл. мирового океана). М., 1980.

Магматические формации раннего докембрия территории СССР. М.: Недра, 1980.

Максимов Е.П. Опыт формационного ана-

лиза мезозойских магматических образований Алданского щита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4.

Маракушев А.А. Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1981. 4.II.

Международная тектоническая карта Европы, м-б 1 : 2 500 000. М.: ГУГК ГГК СССР, 1964.

Меликсетян В.М. Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежсарского щелочного комплекса. — В кн.: Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971.

Металлогения областей тектоно-магматической активизации: (Тез. докл. VII Всесоюз. металлоген. совещ.). Иркутск, 1973.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973.

Минаков Ф.В., Каменев Е.А., Калинкин М.М. Об исходном составе и эволюции ийолит-уртитовой магмы Хибинского щелочного массива. — Геохимия, 1967, № 8.

Минералы: Справочник. М.: Наука, 1981. Т. III. Вып. 2.

Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980.

Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978.

Николаев В.А. Псевдолейцитовая порода (фергусит) из Таласского Алатау. — Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 2.

Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1973.

Нурлыбаев А.Н., Панченко А.Г. Платформенные щелочные базальтоиды Казахстана и их геохимические особенности. — Тр. ИГН АН КазССР, 1973, **32.**

Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А. Об абсолютном возрасте геологических образований Ильменских гор (Средний Урал). — Докл. АН СССР, 1969, **186,** № 5.

Орлова Г.П., Рябчиков И.Д. Растворимость углекислоты в алюмосиликатных расплавах повышенной щелочности и вопросы происхождения карбонатитовых магм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12.

Орлова М.П. Некоторые вопросы петрохимии и петрологии каледонского комплекса щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова. — Минерал. сб. ВСЕГЕИ. Н.С., 1963, **96,** № 3.

Орлова М.П. Размещение и минерагеническая специализация щелочных магматических формаций территории СССР: Объясн. зап. к карте масштаба 1 : 10 000 000. Л., 1978.

Орлова М.П., Краснов В.И. Классификация щелочных магматических формаций и особенности их размещения на территории СССР. — Сов. геология, 1977, № 1.

Остроумова А.С., Цептер И.Я., Соколова Е.П. О двух генерациях пироксена в тефрит-базальте. — Докл. АН СССР, 1975, **222,** № 4.

Панасенко Г.Д. О мощности земной коры на Кольском полуострове. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.: Наука, 1969.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976.

Петерсилье И.А. Газовая составляющая некоторых геологических формаций Кольского полуострова и кристаллического фундамента отдельных площадей Западной Сибири. — В кн.: Происхождение щелочных пород. М.: Наука, 1964.

Петрографический словарь. М.: Недра, 1981.

Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972.

Полканов А.А., Герлинг Э.К. Предварительная возрастная шкала докембрия — герцинид для Балтийского щита. — Тр. ЛАГЕД, 1964, вып. 19.

Прохорова С.И., Евзикова Н.З., Михайлова А.Ф. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. — Тр. НИИГА, 1966, **140.**

Пугин В.А., Хитаров Н.И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978.

Римская-Корсакова О.И. О железисто-магнезиальных слюдах с обратной схемой абсорбции. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, вып. 4, ч. 93.

Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения: — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1966, вып. 28.

Руб М.Г., Залищак Б.Л. Щелочные интрузивные породы Приморского края. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10.

Румянцева И.А., Остроумова А.С. Сопоставление вулканических ассоциаций континентов и океанов. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность: (Тез. докл. VI Всесоюз. петрогр. совещ.). Л., 1981.

Рябчиков И.Д., Беттчер А.Л. Состав водных флюидов равновесных с флогопитсодержащим мантийным парагенезисом при высоких температурах и давлениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 3.

Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н. Влияние замены анионов на кислотность магматического расплава. — Геохимия, 1963, № 3.

Самойлов В.С. Карбонатиты: (фации и условия образования). М.: Наука, 1977.

Самсонова Н.С. Минералы группы нефелина. М.: Наука, 1973.

Свешникова Е.В. Нефелин-сиенитовый комплекс Заангарья (Енисейский кряж). — В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1965.

Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973.

Свешникова Е.В., Еремеев Н.В. Рудоносные полиформационные магматические комплексы центральной части Алданского щита. — В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982.

Свешникова Е.В., Семенов Е.И., Хомяков А.П. Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М.: Наука, 1976.

Свешникова Е.В., Андреева Е.Д., Кононова В.А., Яшина Р.М. Главнейшие генетические типы месторождений нефелиновых и нефелин-полевошпатовых руд, их размещение на территории СССР. — В кн.: Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978.

Семенов Е.И., Еськова Е.М., Капустин Ю.Л., Хомяков А.П. Минералогия щелочных массивов и их месторождений. М.: Наука, 1974.

Семихатов М.А. К проблеме общей стратиграфической схемы докембрия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 4.

Сергеев А.С. Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967.

Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970.

Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973.

Строение континентальной земной коры на территории СССР: (по геофизическим данным). Л.: Недра, 1974.

Таттл О.Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.

Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961.

Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л.: Недра, 1969.

Тихоненков И.П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Тихоненкова Р.П., Нечаева И.А., Осокин Е.Д. Петрология калиевых щелочных пород: (на примере Сыннырского щелочного массива в Бурятской АССР). М.: Наука, 1971.

Ферсман А.Е. Геоэнергетический анализ миаскитовых пегматитов Ильменских гор. — Тр. Ильмен. заповедника, 1936, № 2.

Физико-географический атлас мира. М.: ГУГК ГГК СССР, 1964.

Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976.

Франссон Е.В. Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968.

Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М.: Недра, 1975.

Хаин В.Е. Глобальная тектоника: состояние и перспективы. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Царовский И.Д., Брацлавский П.Ф. Нефелиновые породы Днестровско-Бугского района. Киев, 1980.

Чернышева Л.В. Типоморфные особенности магнетитов магматических карбонатитовых и скарновых месторождений. — В кн.: Очерки по генетической минералогии. М.: Наука, 1976.

Шаблинский Г.Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов. — Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1963, 74, вып. 1.

Шанин Л.Л., Кононова В.А., Иванов И.Б. О применении нефелина в K-Ar геохронологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 5.

Шаракшинов А.О. Петрология нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья. Новосибирск: Наука, 1975.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Парагенезис минералов щелочно-габброидных серий пород как отражение режимов дифференциации магмы. — В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981.

Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1961, вып. 12/13.

Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1964.

Щелочные породы Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Щербина В.В. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия. — Геохимия, 1963, № 3.

Шиллинг Дж.Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.

Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964.

Энциклопедия региональной геологии мира. Л.: Недра, 1980.

Яшина Р.М. Щелочные породы Юго-Восточной Тувы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 5.

Яшина Р.М. Магматическое замещение мраморов и его роль в щелочном петрогенезе Юго-Восточной Тувы. — В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Яшина Р.М. О влиянии вмещающей среды на развитие контактно-реакционных процессов магматической стадии формирования нефелин-сиенитовых интрузий (на примере щелочных массивов Юго-Восточной Тувы). — В кн.: Происхождение щелочных пород. М.: Наука, 1964.

Яшина Р.М. Формация щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов. — В кн.: Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975.

Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей: (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982.

Яшина Р.М., Кононова В.А. Новые месторождения глиноземсодержащего сырья в Тувинской автономной области. — Бюл. науч.-техн. информ. (ВИМС), 1964, № 4.

Яшина Р.М., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Андреева Е.Д. Щелочные формации как индикатор тектонического режима в главнейших континентальных структурах земной коры. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.

Яшина Р.М., Чижова И.А., Платоненко И.М. Петрохимическое обоснование главнейших видов фельдшпатоидных сиенитов с применением математических методов исследования. — В кн.: Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982.

Appleyard E.C. Syn-orogenic igneous alkaline rocks of eastern Ontario and northern Norway. — Lithos, 1974, 7, N 3.

Arculus R.J. Melting behavior of two basanites

in the range 10 to 35 kbar and the effect of TiO_2 on the olivine-diopside reactions at high pressures. — Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1975, **74.**

Bactor Nabil Z., Boyd F.R. Oxide minerals in a layered Kimberlite-carbonate sill from benfontein, South Africa. — Contribs. Mineral. and Petrol., 1981, **76,** N 3.

Baker I. Petrology of volcanic rocks of Saint Helena Island, South Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, **80,** N 7.

Baker P.E., Gass I.G., Harris P.G., Le Maitre R.W. The volcanological report of the royal society expedition to Tristan da Cunha. — Phil. Trans. Roy. Soc., London **A,** 1964, **256,** N 1075.

Bernoulli D., Lemoine M. Birth and early evolution of the Tethys overall situation. — In: Geology of the Alpine chains born at the Tethys (Proc. 26st Intern. Geol. Cong. Coll. C 5), Paris, 1980.

Blaxland A.B. Agpaitic magmatism at Norra Kärr? Rb-Sr isotopic evidence. — Lithos, 1977, **10,** N 1.

Blaxland A.B., Kononova V.A. Isotopic study on whole rock and mineral samples from alkaline complexes from the USSR and Scandinavia. — In: The XI General Meeting of IMA (Abstracts of papers). Novosibirsk, 1978, t. 1.

Bowen N.L. The evolution of the igneous rocks. Princeton: Princeton Univ. Press, 1928.

Bowen N.L., Ellestad R.B. Nepheline contrasts. — Amer. Miner., 1936, **21,** N 4—6.

Brey G. Origin of olivine melilitites — chemical and experimental constraints. — J. Volcan. and Geotherm. Res., 1978, **3,** N 1/2.

Brey G., Green D.H. Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilitite + + H_2O + CO_2 at high pressures and petrogenesis of an olivine melilitite magma. — Contribs. Mineral. and Petrol., 1977, **61,** N 2.

Brögger W.C. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. Th. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. Vidensk. Skiff., M.-N. Kl., 1921, N 9.

Brooks C.K., Noe-Nygaard A., Rex D.C., Rønsbo J.C. An occurrence of ultrapotassic dikes in the neighbourghood of Holsteinsborg, West Greenland. — Med. Dan. Geol. foren., 1978, **27,** H. 1/2.

Bultitude R.J., Green D.H. Experimental study of crystal-liquid relationships at high pressures in olivine nephelinite and basanite compositions. — J. Petrol., 1971, **12,** N 1.

Burri C. Petrochemische Berechungsmethoden auf aquivalenter Grundlage. Basel — Stuttgart, 1959.

Bylund G., Patchett P.J. Paleomagnetic and Rb-Sr isotopic evidence for the age of the Sarna alkaline complex, western central Sweden. — Lithos, 1977, **10,** N 1.

Carbonatites. N.Y. — London — Sydney: John Wiley and Sons, 1966.

Carmichael I.S.E., Turner F.T., Verhoogen I. Igneous petrology. N.Y.: McGraw-Hill Book Co., 1974.

Chayes F. The so-called andesites of the oceanic islands. — Carnegie Inst. Wash. yearb., 1969, **68.**

Chayes F. Average compositions of the commoner cenosoic volcanic rocks. — Carnegie Inst. Wash. yearb., 1975, **74.**

Cox K.G., Johnson R.L., Monkman L.J. et al. The geology of the Nuanetsi igneous province.— Phil. Trans. Roy. Soc. London **A,** 1965, **257,** N 1078.

Currie K.L. The alkaline rocks of Canada. — Bull. Geol. Surv. Can., 1976, N 239.

Daly R.A. Origin of the alkaline rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1910, **21,** N 1.

Davidson A. Nepheline — K-feldspar intergrowth from Kaminak Lake, Northwest Territories. — Can. Miner., 1970, **10,** N 2.

Dawson J.B. Kimberlites and their xenoliths. Berlin — Heidelberg — N.Y.: Springer Verlag, 1980.

Dawson J.B., Smith J.V. Chemistry and origin of phlogopite megacrysts in kimberlite. — Nature, 1975, **253,** N 5490.

Derrick G.M., Gellatly D.C. New leucite lamproites from the West Kimberley, West Australia. — Austral. Bur. Miner. Res. Geol. and Geophys. Bull., 1972, N 125.

Eckermann H. The alkaline district of Alnö Island. — Sver. Geol. unders. **Ca,** 1948, N 36.

Eckermann H. New contributions to the interpretation of the genesis of the Norra Karr alkaline body in southern Sweden. — Lithos, 1968, **1,** N 1.

Edgar A.D. Subsolidus phase relations in the system $NaAlSi_2O_6$ — $KAlSi_2O_6$ at 1 kb P_{H_2O} and their bearing on the origin of pseudoleucites and analcime in igneous rocks. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1978, H. 5.

Elston W.E. Tectonic significance of mid-tertiary volcanism in the Basin and Range Province: a critical review with special reference to New Mexico. — ICARUS, 1978, **19,** N 4.

Erickson R.L., Blade L.V. Geochemistry and petrology of the alkalic igneous complex at Magnet Cove, Arkansas. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1963, N 425.

Faure G., Powell S.L. Strontium isotope geology. Berlin — Heidelberg — N.Y.: Springer Verlag, 1972.

Ferguson A.K., Cundari A. Petrological aspects and evolution of the leucite-bearing lavas from Bufumbria, South-West Uganda. — Contribs. Mineral. and Petrol., 1975, **50,** N 1.

Fiala F., Rost R. Tešinit od Budnana nektere jine alkalicke diabasove Horniny ze stredoceskeno siluru. Praha, 1949.

Flower M.F.J. Evidence for the role of phlogopite in the genesis of alkali basalts. — Contribs. Mineral. and Petrol., 1971, **32,** N 2.

Forgać J. Trace elements in basalts of Slovakia. — Geol. Carpat., 1970, **21,** N 2.

Fostre M.D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. A study of the compositional and layer charge relations of phlogopites, biotites, siderophylites and lepidomelanes. — U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 1960, N 354-B.

Fudali R.F. Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkali rock systems. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, **74,** N 9.

Fuster J.M. Las Islas Canarias: un ejemplo de evolucion espacial y temporal del vulcanismo oceanico. — Estud. geol., 1975, **31,** N 5—6.

Garlick G.D. Oxygen isotope fractionation in igneous rocks. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1966, **1,** N 6.

Gittins J., Mc Kie D. Alkalic carbonatite magmas: Oldoinyo Lengai and its wider applicability. — Lithos, 1980, **13,** N 2.

Green D.H., Ringwood A.E. et al. Petrology of the upper mantle. — Dep. Geophys. and Geochem. Austral. Nat. Univ. Publ., 1966, N 444.

Green D.H., Ringwood A.E. The genesis of basaltic magmas. — Contribs. Mineral. and Petrol., 1975, **15,** N 1.

Griffin W.L., Taylor P.N. The Fen damkjer-

nite: petrology of a central-complex kimberlite. – Phys. and Chem. Earth, 1975, **9.**

Gummer W.K., Burr S.V. Nephelinized paragneisses in the Bencroft area, Ontario. – J. Geol., 1946, **54,** N 3.

Gupta A.K., Yagi K. Petrology and genesis of leucite-bearing rocks. Berlin – Heidelberg – N.Y.: Springer Verlag, 1980.

Hamilton D.L. Nephelines as crystallization temperature indicators. – J. Geol., 1961, **69,** N 3.

Hamilton D.L., MacKenzie W.S. Nepheline solid solutions in the system $NaAlSiO_4$ – $KAlSiO_4$–SiO_2. – J. Petrol., 1960, **1,** N 1.

Heinrich E.W. The geology of carbonatites. Chicago: Rand McNally Co., 1966.

Holmes A. Petrogenesis of katungite and its associates. – Amer. Miner., 1950, **35,** N 9–10.

Holmes A. The potash ankaratrite-melaleucitite lavas of Nabugando and Mbuga craters, South-West Uganda. – Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1952, **15,** N 1.

Honnorez J., Bonatti E. Nepheline gabbro from the Mid-Atlantic Ridge. – Nature, 1970, **228,** N 5274.

Irving A.T., Green D.H. Geochemistry and petrogenesis of the Newer Basalts of Victoria and South Australia. – J. Geol. Soc. Austral., 1976, **23,** N 1.

Irving A.T., Prince R.C. Geochemistry and evolution of lherzolite-bearing phonolitic lavas from Nigeria, Australia, East Germany and New Zealand. – Geochim. et cosmochim. acta, 1981, **45,** N 8.

Jaques A.L., Gregry G.P., Lewis J.D., Ferguson J. – The ultrapotassic rocks of the West Kimberley Region, West Australia, and a new class of diamondiferous kimberlite. Terra cognita, 1982, **2,** N 3.

Katz K., Keller J. Comb-layering in carbonatite dykes. – Nature, 1981, **294,** N 5839.

Klerkx J., Deutsch S., De Paepe P. Rubidium, strontium content and strontium isotopic composition of strongly alkalic basaltic rocks from the Cape Verde Islands. – Contribs. Mineral. and Petrol., 1974, **45,** N2 .

Kopecky L. Detection of faults and determination of their order in the regions of platform volcanism. – Sb. geol. věd. G, 1974, N 26.

Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. Origin of the Ilmenogorsk – Vishnevogorsk Nepheline Syenites, Urals, USSR and their time of emplacement during the history of the Ural folded system: A Rb-Sr study. – J. Geol., 1983, **91,** N 1.

Kreston P. The Alnö complex. Alnö, 1979.

Krs M., Šmid B. Paleomagnetism of Cretaceous rocks of the teschenite association, Outer West Carpathians of Czechoslovakia. – Sb. geol. věd. UG., 1979, N 16.

Kumarapeli P.S., Saull V.A. The St. Lawrence valley system: a North American rift valley system. – Can. J. Earth Sci., 1966, **3,** N 5.

Kushiro I. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. – Amer. J. Sci., 1960, **258,**

Kushiro I. On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis iregularities in the shift of the liquidus boundaries involving N 8.
olivine, pyroxene and silica minerals. – Amer. J. Sci., 1975, **275,** N 4.

Kushiro I., Yoder H.S. Experimental studies of the basalt-eclogite transformation. – Carnegie Inst. Wash. yearb., 1964, **63.**

Lapin A.V., Vartiainen H. Orbicular and spherulitic carbonatite from Sokli and Vuorijärvi. – Lithos, 1983, **16,** N 1.

Larsen L.M. Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussag intrusion, South Greenland. – J. Petrol., 1976, **17,** N 2.

Le Bas M.J. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. – Amer. J. Sci., 1962, **260,** N 4.

Le Bas M.J. Carbonatite magmas. – Mineral. Mag., 1981, **44,** N 334.

Maaløe S. The significance of the melting interval of basaltic magmas at various pressures. – Geol. Mag., 1973, **110,** N 2.

MacDonald G.A. Physical properties of erupting Hawaiian magmas. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, **74,** N 8.

MacDonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. – J. Petrol., 1964, **45,** N 1.

Macintyre R.M. Anorogenic magmatism, plate motion and Atlantic evolution. – J. Geol. Soc., 1977, **133,** N 4.

Mathias M. The petrology of the Messum igneous complex, South-West Africa. – Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr., 1956, **59.**

Mitchell R.H. Composition of nepheline, pyroxene and biotite in ijolite from the Seabrook Lake complex, Ontario, Canada. – Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1972, H. 9.

Morozewicz J. Der Mariopolit und seine Blutverwandten. – Miner. und Petrogr. Mitt., 1930, **40,** N 5–6.

Moyd L. Petrology of the nepheline and corundum rocks of south-eastern Ontario. – Amer. Miner., 1949, **34,** N 9–10.

Nakoyime Y., Hafner S.S. Exsolution in augite from the Skaergaard intrusion. – Contribs. Mineral. and Petrol., 1980, **72,** N 2.

Naughton J.J., MacDonald G.A., Greenberg V.A. Some additional potassium-argon ages of Hawaiian rocks: the maui volcanic complex of Molokai, Maui, Lanai and Kahoolawe. – J. Volcan. and Geotherm. Res., 1980, **7,** N 3–4.

Neuvonen K.J. On the composition of natural melilites. – Bull. Commis. geol. Finl., 1955, N 168.

Nixon P.H., Thirwull M.F., Buckley F. Kimberlite – lamproite consanguinity. Terra cognita, 1982. **2,** N 3.

Nougier J., Cheminee J.L., Vatin-Perignon N. Petrologie des volcans intra plague de l'ocean Indien. Problemes poses. Paris, 1976.

O'Hara M.J. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. – Earth Sci. Rev., 1968, **4.**

O'Neil J., Taylor H.P. Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water. – J. Geophys. Res., 1969, **74,** N 25.

Onuma K., Yagi K. The system diopside–akermanite–nepheline. – Amer. Miner., 1967, **52,** N 1–2.

Perfiliev A. Ophiolitic belt of the Urals. – Geol. Soc. Amer. Spec. Publ., 1979.

Poldervaart A., Hess H.H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. – J. Geol., 1951, **59,** N 5.

Pringle I.R., Sturt B.A. The age of the peak of the Caledonian orogeny in west Finnmark, North Norway. – Norsk geol. tidsskr., 1969, **49,** N 4.

Prinz M. et al. Ultramafic and mafic dredge samples from the Equatorial Mid-Atlantic Ridge and fracture zones. — J. Geophys. Res., 1976, **81,** N 23.

Puustinen K. Richterite and actinolite from the Siilinjarvi carbonatite complex, Finland. — Geol. Soc. Finl., 1972. Bull. 44.

Ramsey W., Hachman V. Das Nephelinsyenitgebit auf der Halbinsel Kola. — Fennia, 1894, **11,** N 2.

Ricker R.W., Osborn E.F. Additional phase equilibrium data for the system CaO—MgO—SiO_2. — J. Amer. Ceram. Soc., 1954, **37,** N 1.

Ringwood A.E. Composition and petrology of the earth's mantle. N.Y.: McGraw-Hill Book Co., 1975.

Roux J., MacKenzie W.S. Sodium in leucite and its petrogenetic significance: an experimental study. — Bull. Miner., 1978, **101,** N 5—6.

Sahama Th.G. Leucite potash nepheline and clinopyroxene from volcanic lavas from southwestern Uganda and adjoining Belgian Congo. — Amer. J. Sci., Bowen vol., 1952, pt. 2.

Sahama Th.G. Composition of clinopyroxene and melilite in the Nyiragongo rocks. — Carnegie Inst. Wash., Yearb., 1976, **75.**

Sakuyama M., Kushiro I. Vesiculation of hydrous andesitic melt and transport of alkalies by separated vapor phase. — Contribs. Mineral. and Petrol., 1979, **71,** N 1.

Sceal J.S.C., Weaver S.D. Trace element data bearing on the origin of salic rocks from the quaternary volcano Paka (Cregory Rift, Kenya). — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, **12,** N 3.

Schairer J.F., Yoder H.S. The system forsterite—nepheline—diopside. — Carnegie Inst. Wash., yearb., 1960, **59.**

Schairer J.F., Yoder H.S. Crystal and liquid trends in simplified alkali basalts. — Carnegie Inst. Wash. yearb., 1964, **63.**

Schairer J.F., Yagi K., Yoder H.S. The system nepheline—diopside. — Carnegie Inst. Wash. yearb., 1962, **61.**

Schminke H.U. Eifel-vulkanismus östlich des Gebietes Rieden—Mayen. — Fortschr. Miner., 1977, **55,** H. 2.

Seki Y., Kennedy G.C. An experimental study on the leucite pseudoleucite problem. — Amer. Miner., 1964, **49,** N 9/10.

Smulikowski K. Tertiary lavas of Lower Silesia. — In: Vulcanologia del cenozoico. Mexico, 1957, **2.**

Sood M.K., Platt R.G., Edgar A.D. Phase relations in portions of the system diopside — nepheline — kalsilite — silica and their importance in the genesis of alkaline rocks. — Can. Miner., 1970, pt. 3. 10.

Stecher O., Thy P. Kimberlite and lamproite dykes, West Greenland. Implications for melting of Richterite, phlogopite and clinopyroxene in a LIL enriched mantle. Terra cognite, 1982, **2,** N 3.

Stormer J.C. Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, **37,** N 8.

Streppa O. La leucite nel passato e nel futuro. — Ind. miner. (Ital.), 1974, **25,** N 6.

Taylor D., MacKenzie V.S. A contribution to the pseudoleucite problem. — Contribs. Mineral. and Petrol., 1975, **49,** N 4.

Taylor H.P., Coleman P.G. O^{18}/O^{16} rations of coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1968, **79,** N 12.

Taylor H.P., Freichen J., Degens E.T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany and the Alnö district, Sweden. — Geochim. et cosmochin. acta, 1967, **31,** N 3.

The alkaline rocks. London — N.Y. — Sydney — Toronto: John Wiley and Sons, 1974.

The evolution of the igneous rocks. Fiftieth Anniversary Perspectives. Princeton: Princeton Univ. Press, 1979.

The Ilimaussaq intrusion, South Greenland. A progress on geology, mineralogy, geochemistry and economic geology. Copenhagen, 1981.

The Oslo Paleorift. A Review and Guide to Excursions., Oslo — Bergen — Tronsø, 1978.

Thompson R.N. The 1-atmosphere liquidus oxygen fugacities of some tholeitic intermediate, alkalic and ultra-alkalic lavas. — Amer. J.Sci., 1975, **275,** N 9.

Terzić M., Protić M. Alkaline bazaltoidne stene jugoslovenskog dela Karpato-Balkanida. — In: Report of jugoslov. geol. kong., Ljubljana, 1976, **1.**

Tilley C.E. Nepheline—alkali feldspar paragenesis. — Amer. J. Sci., 1954, **252,** N 2.

Tilley C.E. Problems of aklali rock genesis. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1958, **113,** N 451.

Tilton George R. Evolution of depleted mantle: The lead perspective. Geochim. et cosmochim. acta, 1983, **47,** N 7.

Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the earth crust. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, **72,** N 2.

Tyler R.C., King B.C. The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of eastern Uganda. — Miner. Mag., 1967, **36,** N 277.

Ussing N.V. Geology of the country round Julianehaab, Greenland. — Medd. Grønland, 1912, **38.**

Vartiainen H. The petrography, mineralogy and petrochemistry of the Sokli carbonatite massif, northern Finland. — Geol. Surv. Finl., 1980. Bull. 313.

Velde D. Trioctahedral micas in mililite-bearing eruptive rocks. — Carnegie Inst. Wash. yearb., 1979, **78.**

Wade A., Prider R.T. The leucite-bearind rocks of the West Kimberley area, Western Australia, Q.J. Geol. Soc., London, 1940, **96.**

Wedepohl K.H. Die tertiären basaltischen Gesteine im nordlischen Hessen und südlichen Niedersachen. — In: Zur Mineralogie und Geologie der Umgeburg von Göttingen. Heidelberg, 1968.

Wellman P. Early miocene potassium-argon age for the Fitzroy lamproity of West Australia. — J. Geol. Soc. Austral., 1973, **19,** pt 4.

Wyllie P.J., Huang W.L. Carbonation and melting reactions in the system CaO—MgO—SiO_2 — CO_2 at mantle pressures with geophysical and petrological applications. — Contribs. Mineral. and Petro., 1976, **54,** N2.

Yagi K. Petrochemical studies of the alkalic rocks of the Morotu district, Sakhalin. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, **64,** N 7.

Yoder H.S. Generation of basaltic magma. Washington, 1976.

Yoder H.S., Tilley C.E. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. — J.Petrol., 1962, **3,** N 3.

Yoder H.S., Velde D. Importance of alkali content of magma vielding melilite-bearing rocks. — Carnegie Inst. Wash. yearb., 1976, **75.**

УКАЗАТЕЛЬ НАЗВАНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Абсарокит (шошонит) – 22, 193
Авгитит – 16, 38, 52, 220, 224–226
Альнеит – 49, 59, 60, 65, 67, 68, 95, 191, 195, 272, 298, 307, 308, 310
Аляскит – 41
Андезит – 220, 221, 224–227, 229, 354, 388
Анкарамит – 235, 237
Анкаратрит – 23–25, 38, 186–188, 220, 223, 224
Анкаратрит лейцитовый – 22, 186–188, 341
Анортозит – 108, 216, 221, 222, 230

Базальт – 21, 23, 24, 27, 28, 31, 38, 45, 46, 52, 100, 139, 191, 192, 216–219, 221, 222, 224–230, 232, 236, 237, 242, 313, 354, 388
– ферробазальт – 28
– оливиновый – 25, 28, 38, 51, 218, 220, 227, 229, 237, 238, 388
– ортоклазовый – 21
– субщелочной – 23, 25, 41, 99, 100–102, 105, 111, 112, 116, 135, 220, 225, 232, 237, 239, 241, 354, 388, 395, 397, 398
– субщелочной оливиновый – 9, 20, 23, 24, 51, 52, 100, 101, 111, 113, 118, 124, 137, 199, 220, 221, 241, 277, 343
– мелилитовый – 224, 225
– щелочной – 38, 41, 188, 216, 220–225, 228, 235, 238
Базальтоид щелочной – 17, 19, 22, 23, 25, 27, 28, 41, 46, 47, 52, 100, 102, 103, 192, 221, 226, 229, 242, 252, 254–256, 284, 309, 356, 388, 397
– натриевый – 16, 17, 22, 226, 241, 387
– калиевый (лейцитовый) – 16, 17, 22, 42, 45, 46, 186, 191, 194, 200, 204, 237, 277, 387, 396
Базанит (оливиновый тефрит) – 20, 22, 24–26, 28, 31, 51, 99, 100–102, 112–114, 191, 193, 194, 218, 219, 220, 222–225, 228, 236–238, 253, 254, 256, 257, 259–261, 307, 309, 347, 387, 395, 396
– нефелиновый – 22, 27, 235
– лейцитовый – 25, 194, 227, 253, 254, 256, 353
Базит – 20
Бенморит – 221, 224
Бергалит (мелилитит нефелин–биотитовый)
Берешит (лейкократовый тефрит) – 19, 31, 47, 99, 100, 101, 256, 261, 381, 395
Бороланит – 17, 18, 191, 196, 305

Вайомингит – 26, 185, 186, 187
Венанцит – 187, 188, 190, 191
Верлит – 49
Волжидит – 10, 28, 185–187, 189, 190, 204, 211, 213, 292

Габбро – 15–18, 21, 24–26, 36, 108, 123, 124, 130, 132, 168, 216–218, 220–222, 226, 230, 272, 277, 292, 294, 297, 300, 304, 355, 360, 361, 372, 373, 381
– лейкократовое – 102
– оливиновое – 215, 216
– титаноавгитовое – 31
– щелочное – 26, 232, 235, 242, 252, 254–256, 284, 306, 362
– субщелочное – 9, 31, 99, 101, 106–111, 116, 118, 119, 121–125, 128, 132, 134–137, 215, 243, 245, 251, 313, 343, 385, 395
Габброид щелочной – 17, 18, 43, 290, 333
– субщелочной – 17, 19, 42, 44, 45
– оливинсодержащий – 31
Габбро-диабаз – 19, 59
– диорит – 21, 168
– пироксенит – 20, 31
– норит – 108
Гавайит – 221, 224, 225, 237, 238
Гаюинит – 224, 225
Гедрумит – 202, 220, 222
Глиммерит (слюдит) – 37, 39, 57, 186, 189, 204, 229, 380
Гнейс нефелин–сиенитовый – 22, 23, 28, 44
Гранит – 16–21, 23–26, 37, 108, 176, 198, 215–218, 220, 221, 224, 230, 242, 360
– лейкократовый – 18, 41, 109, 168, 175
– биотитовый – 23, 39, 202, 216, 222
– арфведсонитовый – 27
– щелочной – 15, 21, 23, 25, 29, 39, 41–43, 45–47, 147, 175, 199, 199, 200, 216, 220–222, 226, 230, 356
Гранитоид субщелочной – 20
Гранодиорит – 221, 225
Граносиенит – 15–17, 19, 20, 43, 109, 157, 158, 169, 174, 196, 200, 356
– порфир – 18

Дамкьернит – 307, 308, 310
Дацит – 52, 221, 224, 225
Диорит – 18, 20, 26, 215, 217, 222
– кварцевый – 216, 221, 225
Долерит – 7, 9, 18, 104, 343, 395
– анальцимовый – 101, 103, 116, 119, 120
– щелочной – 99, 101, 103, 106, 114, 118, 137, 221
Дунит – 17, 21, 24, 27, 30, 53, 215–217, 221, 226, 229, 237

Ийолит – 7, 9, 18–21, 23, 25–28, 30, 35, 36, 39–41, 45, 47–50, 53, 55–57, 59–61, 65–68, 70, 71, 74, 75, 77, 78, 82, 83, 85, 89, 91, 93–99, 101, 106–111, 119, 121–124, 126, 127, 129, 132–136, 138, 139, 148, 149, 151, 153–160, 162, 163, 165–167, 182, 215, 216, 220, 221, 224, 225, 242–252, 271–277, 282, 283, 289, 292–294, 297, 298, 300, 302, 303, 304, 306, 313, 322, 333, 334, 337, 337, 341–43, 355, 356, 359–368, 370–378, 380, 382, 395
– полевошпатовый – 7, 9, 16, 48, 57, 59, 75, 77, 78, 109, 120, 123, 129, 132, 134, 154, 162, 164, 166, 182, 183, 243, 244, 363, 367, 370
– пегматоидный – 74, 81, 89
– мельтейгит – 17, 22
– пегматит – 35
– порфир – 53, 71–73, 76–78, 80, 82, 84, 91, 107, 280, 302, 303
– уртит – 7, 9, 21, 35, 56, 57, 106, 107, 109, 110, 135, 150, 154–160, 162, 165, 182, 183, 227, 243, 245, 249, 300, 371, 390
Италит – 22, 186, 201, 204, 207, 210, 213

Кайанит – 185, 187
Какортокит – 147
Камптонит – 16, 48, 105
Карбонатит – 6, 9, 16–19, 21–29, 32, 35–40, 43, 45–48, 50–63, 65, 67–70, 78, 79, 85, 87, 89, 95–99, 148, 186–188, 195, 215, 216, 219–221, 224–228, 230, 236, 243, 292, 294, 297, 298, 300, 304, 307, 309–311, 313, 314, 316, 324, 327, 328, 330–

332, 342, 356, 359, 378, 381, 382, 385, 390–392, 394, 395
Катунгит – 10, 23, 25, 186–189, 204, 211, 221, 227, 230, 353, 397
Керсанит – 200
Кенталленит – 199, 200, 212
Кимберлит – 17, 29, 21, 23, 27, 28, 40, 46, 99, 186, 187, 222, 292, 294, 295, 309, 311
Коматиит – 302
Комендит – 25, 28, 45, 46, 221, 226–228, 230, 356, 358,
Копаелит – 167
Кугдит – 7, 49, 55, 65, 70, 71, 84, 85, 272, 334, 335, 337, 355, 395

Лампрофир – 17, 39, 43, 215
Латит – 20, 25, 46, 192, 193, 220–222, 224, 225, 348, 356, 358, 388
Лейцитит – 21, 23, 28, 46, 186, 191, 192, 193, 194, 198, 199, 202, 204, 206, 208, 210, 212, 213, 216, 220, 221, 224, 227, 230, 127, 294, 353, 354, 388, 396
– флогопит-оливиновый (см. седрисит)
– амфиболовый (см. мамилит)
Лерцолит – 18, 185, 312
Лимбургит (гиаломеланефелинит оливиновый) – 7, 16, 19, 21–24, 27, 28, 38, 52, 191, 194, 198, 207–209, 212, 216, 218, 220, 221, 224–226, 237, 272, 354
Луяврит – 7, 9, 24, 138–145, 147, 183, 245, 247, 249, 250, 252, 262, 264, 265, 285, 292, 333, 382, 395
– эвдиалитовый – 226, 390

Мадупит – 185–189, 191
Малиньит (ийолит полевошпатовый) – 7, 16, 19, 24, 36, 38, 44, 48, 53, 57, 59, 63, 65–67, 69, 70, 97, 98, 108, 149, 158, 243, 244, 246, 264, 272, 286, 302, 303, 333, 356, 361, 362, 366, 370, 382, 395
Мамилит – 10, 185–190, 204
Мариуполит – 7, 10, 30, 37, 167, 169–172, 263–265, 268, 285, 392
– эгириновый – 170, 268
Мафурит (мелакальсилитит оливиновый) – 10, 25, 186–189, 204, 211, 213, 221, 227, 353, 396
Меймечит – 19, 49, 51–53, 77, 78, 98, 216, 289, 290, 342, 394
Мелаанальцимит – 49, 187
Мелалейцитит – 10, 186, 188
– оливиновый – 186, 187
Меланефелинит – 19, 25, 48, 49, 51–53, 84, 91, 100, 101, 112, 113, 115, 126, 187, 188, 221, 227, 342, 353
– оливиновый – 49, 52, 55, 99, 102, 227, 289, 335, 340, 353, 387, 388, 398
Мелафонолит – 99
Мелилитит – 7, 9, 11, 22, 25, 48–53, 63, 65, 69, 72, 85, 87, 98, 186–188, 220, 221, 224, 225, 227, 242, 342, 350, 394
– оливиновый – 49, 51, 53, 187, 307–311
– нефелин–биотит–оливиновый (польценит) – 49
– нефелин–гаюин–биотитовый (бергалит) – 49, 84, 85
Мелилитолит – 7, 9, 11, 27, 48–50, 53–55, 57, 63, 65, 70, 72, 84, 85, 242, 243, 294, 302
Мельтейгит – 7, 18–20, 25, 26, 30, 35, 39, 40, 48–50, 52, 53, 55–61, 65, 66, 68, 73, 74, 78, 81, 82, 85, 89, 91, 94–96, 98, 107–109, 111, 124, 127, 129, 132–134, 136, 138, 155, 158, 159, 162, 215, 216, 243, 244, 246–251, 272, 277, 283, 292, 298, 302, 304, 322, 334–337, 338, 341, 342, 355, 356, 360–364, 367, 370–373, 376–378, 380, 395
Мельтейгит–порфир – 53, 71, 72, 84, 96
– оливиновый – 55, 65, 66, 73, 75–78, 80, 83, 85, 89, 91, 94, 272, 277, 280, 282, 283, 289, 292, 295, 302, 335, 338, 340, 342, 358
Мельтейгит–уртит – 19, 221, 227
Миаскит – 6, 7, 10, 16–18, 20, 23, 29, 31, 33–35, 37, 39, 41–45, 106, 108, 134, 139, 173, 175–183, 263, 265, 269, 270, 283, 285, 293, 294, 300, 314–316, 321, 325, 326, 362, 382, 392
– биотитовый – 181, 182, 270, 293
– плагиоклазовый – 181
Минетта – 196
Миссурит – 7, 186, 187, 243
Монцонит – 16–18, 21–23, 39, 42, 44, 140, 195, 196, 215, 220, 222, 230, 235, 237
Мончикит – 16, 49, 105, 150
Муджиерит – 51, 221, 224, 225, 237, 238, 256

Науяит – 7, 9, 138, 139, 141, 142, 144, 145, 147, 182, 183, 263–266, 394, 395
Нефелинит – 7, 16, 19, 22–24, 26–28, 36, 38, 47, 49, 51–53, 56, 72, 77, 78, 84, 85, 87, 98–101, 112–116, 136, 137, 187, 191, 218, 220, 223–225, 227, 228, 235–238, 289, 298, 308, 313, 341, 353, 354, 394, 395, 397, 398
– оливиновый – 51, 53, 237
Нордмаркит – 18, 19, 25, 27, 139, 174, 175, 177, 200, 220, 222, 230
– кварцевый – 21
Норит – 24

Одинит – 16
Окаит – 7, 49, 53–56, 84, 85, 220, 340
Оливинит – 7, 9, 35, 36, 48–50, 52–58, 63–66, 69, 69, 70, 71, 76–78, 84–87, 89, 91, 94, 95, 98, 140, 220, 243, 272, 277, 294, 298, 334–336, 340, 342, 355, 356, 358, 361, 366, 373, 374, 376, 378, 381, 385, 386, 395
Онкилонит – 187

Пантеллерит – 25, 46, 221, 226, 227, 236
Перидотит – 17, 21, 27, 30, 53, 108, 140, 189, 191, 199, 215–217, 220, 229, 294, 340, 355, 396
– биотитовый – 17, 191, 212
– гранатовый – 386, 387
– монтичеллитовый – 24, 195
– слюдяной – 186, 188, 189, 204
– щелочной – 24, 99, 186, 191, 197, 203, 204, 207–209, 213
Пертозит – 24
Пикрит – 7, 21, 23, 30, 38, 39, 49, 52, 59, 60, 98, 115, 212, 218, 220, 227, 230, 272, 354, 394
– лейцитовый – 10, 21, 22, 186, 204, 396
– нефелиновый – 19
– анальцимовый – 116, 118
– фельдшпатоидный – 49, 51, 98, 307, 308, 310, 335, 398
– биотит–пироксеновый – 49, 187
– мелилит–пироксеновый – 49, 187
– щелочной – 7, 9, 11, 25, 48–51, 63, 65, 69, 78, 95, 98–102, 104, 105, 187, 394, 395
Пикробазальт – 25, 139, 388
Пикросенит – 7, 9, 16–19, 21, 26, 27, 30, 38, 42, 48, 49, 50, 53, 59–61, 63–66, 68–70,

78, 79, 101, 107–110, 123–125, 127, 128, 130, 134, 135, 137, 140, 196, 197, 215, 216, 220, 221, 225, 227, 230, 237, 243, 272, 277, 292, 294, 298, 304, 355, 356, 358, 361, 365, 368, 370–374, 376, 378, 380, 382, 385, 386
– амфиболовый – 236
– биотитовый – 21, 23, 27, 191, 193, 195–197, 208, 212, 227, 229
– ильменитовый – 7, 49, 59, 60, 65, 98, 395
– калиевый – 17, 21, 186, 195, 197, 199, 203, 204, 207, 208, 209, 213, 355
– нефелиновый – 57
– оливиновый – 77, 148, 340, 360
– перовскитовый – 7, 49, 59, 60, 65, 98, 395
– слюдяной – 21, 186, 199
– титаномагнетитовый – 7, 49, 65, 98, 395
– флогопитовый – 19, 188, 189, 204, 396
– шпинелевый – 20
– щелочной – 22, 186, 191, 208, 209, 212, 224, 293, 361
Плагиоклазит – 21, 107, 136
Пуласкит – 7, 10, 18–20, 23–25, 27, 30, 108, 139, 167–174, 177, 180, 182, 183, 186, 198, 202–204, 216, 218, 264, 362, 372, 373, 377, 395

Риолит – 23–25, 27, 38, 51, 216, 220–222, 224–230, 237
Рисчоррит – 7, 9, 35, 138, 148–151, 153, 154, 182, 183, 249, 250, 263–265, 270, 285, 292–294, 297, 300, 395
Ромбенпорфир – 23, 139, 219, 220, 222
Рушаит – 49

Седрисит – 10, 185–187, 189, 190, 204, 211, 213
Сельвсбергит – 48, 51, 198
Сернеит – 48, 262, 264, 273, 285, 188, 361, 395
Сиенит – 7, 10, 17, 18, 21–23, 26, 28, 31, 36, 37, 40–43, 45, 47, 108, 138, 140, 163, 168, 172–175, 177, 179, 180–183, 191, 193, 195, 196, 198, 199, 204, 216, 220, 222, 226, 230, 235–237, 322, 348, 350, 356, 362, 377, 380
– авгитовый – 27, 147, 198, 199, 216, 235
– анальцимовый – 9, 16, 21, 22, 26, 99, 101, 103–106, 116, 119, 120, 137, 173, 235, 343, 395
– гранатсодержащий – 23, 199
– кварцевый – 18–20, 26, 147, 172, 198–200, 216, 218, 362
– канкринитовый – 25, 30, 40, 53, 57, 61, 63, 65, 67, 70, 71, 78, 79, 86, 96, 98, 221, 272, 298
– кальсилитовый – 10, 186, 201, 207
– кальсилит–псевдолейцитовый (см. сыннырит)
– нефелиновый – 10, 15–23, 25–28, 30, 31, 34–48, 53, 55–57, 59–63, 65, 67, 69, 71, 72, 74, 78, 79, 81, 86, 98, 108, 129–132, 138, 140, 142, 144, 145, 148, 150–152, 155, 157, 158, 167, 169, 169, 172–175, 180, 186, 191, 191, 195–205, 212, 215–217, 220–222, 227, 235, 242, 272, 277, 282–284, 286, 289, 292, 293, 298, 306, 312, 334, 335, 338, 340–342, 348–352, 355, 360, 371, 374, 375, 377, 382, 385, 386, 390, 391, 395, 396
– нефелиновый агпаитовый – 32, 38, 43, 47, 48, 213, 264, 286, 378, 390, 391, 396, 399
– нефелин–анальцимовый – 101, 118
– нефелин–канкринитовый – 24, 25, 39, 48, 60, 72, 77, 96, 156, 225, 269, 286, 293
– нефелин–псевдолейцитовый – 16, 17, 20, 21, 45, 270
– нефелин–содалитовый – 21, 24, 138, 141, 142, 144, 145, 173, 395
Сиенит–псевдолейцитовый – 7, 10, 11, 18, 26, 27, 42, 45, 47, 186, 191, 195–200, 207, 209, 212, 213, 215, 216, 220, 262, 264, 282, 283, 285, 293, 294, 305, 347–352, 380, 382, 396
Сиенит содалитовый – 395
Сиенит фельдшпатоидный – 7, 9, 11, 19, 30, 34, 44, 45, 46, 50, 57, 59, 63, 65, 69–71, 138, 139, 151, 154, 195, 215, 220–222, 230, 242, 243, 261, 262, 264–272, 284–286, 290, 294, 335, 356, 359, 341, 394
Сиенит щелочной – 7, 9–11, 16–24, 26–28, 30, 31, 39, 41–46, 48, 50, 53, 55, 56, 59–61, 63, 65, 67–73, 78, 79, 81, 86, 97–99, 105, 108, 138, 139, 148–151, 157, 158, 168, 169, 175, 186, 191, 195–197, 199–201, 203, 209, 212, 216, 217, 220–222, 226, 230, 243, 272, 284, 290, 294, 300, 305, 314, 335, 338, 340, 342, 348, 355, 361, 363, 380, 382, 385, 396
Сиенит–порфир – 27, 31, 42, 62, 96
Спессартит – 200
Сыннырит – 6, 7, 10, 11, 20, 93, 202–205, 207, 210, 213, 270, 285, 293, 294, 305, 381, 394

Тавит – 7, 138, 141, 144, 145, 182, 266, 395
Тералит – 7, 9, 19, 20, 22, 28, 31, 99, 101, 106–112, 118, 121–125, 127, 129–137, 150, 224, 235, 237, 243, 245, 251, 252, 254, 255, 256–259, 272, 282–285, 289, 292, 294, 300, 304, 343–347, 355, 356, 358, 359, 372, 373, 380, 395
– лейкократовый – 31, 101, 110–112, 119, 133, 257, 261, 378
Тефрит – 7, 9, 19, 21, 23, 28, 30, 42, 52, 99–102, 115, 124, 136, 137, 192, 194, 200, 218, 220, 224, 225, 235, 252–255, 259, 272, 285, 343, 353, 354, 387, 387, 389, 395–398
– анальцимовый – 235, 256, 257
– гаюиновый – 16
– лейкократовый (см. берешит)
– лейцитовый – 11, 16, 21, 22, 25, 27, 28, 42, 186, 191–193, 198, 198, 199, 201, 204, 208, 212, 213, 224, 252–256, 259, 272, 285, 343, 353, 354, 387, 389, 395–398
– оливиновый (см. базанит)
Тефрито–фонолит – 16
Тешенит – 7, 9, 11, 16, 19, 21–23, 28, 99, 101, 103–106, 116, 118–120, 134, 135, 137, 224, 225, 233, 257–261, 272, 300, 333, 343, 356, 395
– лейкократовый (лугарит) – 101, 103–106, 118, 256, 260
– меланократовый – 116, 118
Тингуаит – 16, 44, 51, 143, 150, 196, 198, 215, 280, 301, 345–349
Толеит – 23, 28, 230, 232, 238, 239, 241, 309, 356
Трахиандезит – 18, 20, 23, 25, 30, 38, 41, 45, 46, 99, 100, 191–194, 200, 212, 224, 235, 354, 356, 358, 385
Трахибазальт – 7, 20, 21, 23, 25, 28, 31, 38, 45, 46, 52, 100, 105, 137, 186, 191, 192, 220, 221, 225, 235, 236, 252, 395

— лейцитовый — 192—194, 252—256, 259, 260
— нефелиновый — 7, 99—102, 112—116, 124, 252—255, 259—261, 354
— нефелин—анальцимовый (гленмурит) — 99, 105
— оливиновый — 235
— ортоклазовый — 198
— санидиновый — 21
— содалитовый — 101, 114, 115, 256
Трахидолерит — 16, 39, 193, 216, 235
— анальцимсодержащий — 21, 105, 235
Трахириолит — 41, 45, 52, 196, 226
Трахидацит — 356, 358
Трахит — 7, 9, 17—19, 21—25, 27—31, 38, 41, 45, 47, 48, 51, 52, 99, 100, 138, 139, 186, 191, 192, 198, 199, 215, 216, 220—222, 224—229, 232, 235—239, 241, 342, 343, 348, 354, 356, 358, 388, 396, 397
— кварцевый — 25, 28, 227
— лейцитовый — 21, 28, 216, 221
— щелочной — 10, 16, 20—24, 26, 28, 40, 46, 98, 186, 193, 194, 199—201, 204, 206—208, 212, 215, 216, 220—222, 224, 226, 227, 230, 394
Турьяит — 7, 11, 35, 40, 48, 49, 55—58, 65, 70—72, 84, 85, 87, 89, 221, 227, 272, 282, 304, 334, 335, 337, 340, 341, 355
— оливиновый — 49

Угандит — 10, 25, 185—189, 191, 204, 206, 211, 213, 221, 227, 309, 353, 387, 388, 396, 398
Умптекит — 264
Ункомпагрит — 7, 11, 30, 48, 49, 55, 56, 65, 72, 73, 80, 84—89, 94, 272, 292, 334, 337, 340, 395
— оливиновый — 49, 65, 76—78, 80, 84—86, 89, 91, 94
Уртит — 6, 7, 9, 11, 18, 20, 23, 25, 26, 30, 31, 35, 36, 41, 45, 47, 49, 53, 55, 65—67, 69, 69, 72, 73, 75, 77, 78, 81, 83, 99, 101, 102, 106—111, 119, 121—124, 126—130, 132—135, 137—145, 148, 149, 151, 153, 155, 159, 162, 165, 183, 221, 242—252, 272, 282, 283, 289, 293, 294, 297, 300, 302, 312, 313, 322, 333, 338, 343, 355, 356, 359—363, 365, 370—372, 376—378, 381, 382, 390, 395
— амфиболовый — 20
— полевошпатовый — 7, 31, 65, 101, 110, 111, 120, 134, 140, 160, 243, 333, 373, 377

Фенит — 24, 167, 168, 173, 176, 177, 314, 315, 361, 362, 373, 375, 382, 385, 386
Фергусит — 18, 42, 186, 191, 196, 197, 199, 243
Фицроит — 23, 28, 186—187, 189—191
Фоидит — 72, 102, 103
— ультраосновной — 9, 48—51, 63, 65, 69, 98
Фоидолит — 242—244, 246, 250, 251, 290, 294
— ультраосновной — 9, 48—50, 53—56, 59—61, 63, 65, 69, 70, 72, 91, 96, 98, 242, 243, 247, 250—252, 333, 394
Фойяит — 7, 9, 22—24, 27, 30, 41, 44, 45, 47, 99, 101, 106, 108, 110, 111, 120—124, 126—128, 131, 133—145, 147—149, 151, 153—155, 157, 159, 162, 165, 166, 169, 172—174, 177, 179, 180, 182, 183, 216—218, 220, 222, 224, 235, 243—245, 247—250, 262, 264—269, 285, 292—294, 298, 300, 333, 343, 360—363, 365, 367, 368, 370, 372, 375, 377, 378, 381, 390, 395
— арфведсонит—эгириновый — 20, 267
— гастингситовый — 10, 20, 167—172, 183, 372, 378
— геденбергитовый — 19
— содалитовый — 168—170, 243, 245, 247—250
— эгириновый — 9, 41, 162—167, 266, 267, 294, 361, 362, 378, 382, 385
— эгирин—арфведсонитовый — 10, 167—172, 183
— эгирин—геденбергитовый — 9, 154—156, 158, 160—162, 182, 184, 266, 267, 269, 293, 294, 361, 363, 364, 370
Фонолит — 7, 9, 16—18, 20, 22—28, 30—32, 38, 43, 44, 47, 48, 51, 95, 98—103, 112, 115, 124, 137—139, 173, 174, 182, 191, 193, 215, 218, 220—222, 224—230, 235—239, 241, 284, 285, 292, 309, 311, 312, 341—343, 353, 354, 380, 387, 388, 394, 395, 397, 398
— лейцитовый — 7, 10, 16, 20, 21, 27, 28, 46, 186, 191—194, 196, 198—201, 204, 207, 212, 213, 216, 221, 225, 290, 355, 394, 396
— нефелиновый — 16
— псевдолейцитовый — 22, 196
— содалитовый — 101, 114, 235
— эпилейцитовый — 198, 281
— гаюинсодержащий — 23
Фурчит — 49, 215

Хатангит — 51, 391
Хибинит — 9, 11, 35, 138, 148—152, 154, 183, 264, 267, 268, 292, 294, 395
Хумилит — 185, 187, 191, 245, 247, 249, 250, 252

Шонкинит — 7, 16—18, 20—22, 24, 26, 28, 38, 39, 45, 150, 186, 191—193, 195—199, 203, 204, 206, 207, 209, 211—213, 216, 217, 221, 222, 225, 235, 252, 254—259, 272, 277, 294, 364, 348, 355, 380, 385, 396
— нефелиновый (малигнит) — 197, 199, 209, 216, 218, 220, 224, 256
— псевдолейцитовый — 21, 197, 209, 260, 261
Шонкинит—порфир — 27, 196, 209

Эгиринит — 108
Эклогит — 196, 238, 309
Эпилейцитовый порфир — 42
Эссексит — 7, 16—23, 25, 28, 39, 45, 99, 101, 106, 108, 110, 119, 122, 124, 134, 136, 139, 199, 200, 212, 216, 220—222, 224, 225, 236, 252, 254, 255—260, 285, 300, 348—350, 359, 372, 395
— анальцимовый — 101, 104—106, 119
— канкринитовый (ронгетокит) — 256
— содалитовый — 256, 260, 261
Этиндит — 187

Ювит (уртит полевошпатовый) — 7, 9, 11, 16, 19, 30, 41, 108, 139—141, 154—159, 161, 165, 174, 183, 184, 243, 245, 249, 250, 264, 282, 294, 297, 298, 300, 302, 333, 361, 362, 370, 372, 376, 377, 381, 395
— псевдолейцитовый — 24, 216, 218

Якупирангит — 7, 18, 22, 26, 30, 49, 52, 55—57, 59, 72, 78, 108, 109, 131, 135, 215, 216, 220, 243, 251, 284, 292, 361, 362, 370, 372

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Введение 5

Глава 1

Закономерности развития щелочных магматических горных пород в структурах земной коры. 13

Щелочные петрографические провинции. *Е.В. Свешникова* 13

Щелочные петрографические провинции СССР 15

Зарубежные щелочные петрографические провинции 22

Тектоническое положение щелочных пород. *Е.В. Свешникова, Р.М. Яшина* . 29

Время проявления щелочного магматизма. *В.А. Кононова, Р.М. Яшина* . . . 32

Глава 2

Калиево-натриевые щелочные магматические серии 48

Магматические серии щелочных ультраосновных пород древних платформ. *В.А. Кононова* 48

Серия щелочной пикрит, мелилитит, ультраосновной фоидит с карбонатитами, приуроченная к континентальным рифтам 51

Оливинит, мелилитолит, ультраосновной фоидолит с карбонатитами зон разломов древних платформ. 53

Пироксенит, ультраосновной фоидолит, фельдшпатоидный и щелочной сиенит, карбонатит краевых блоков платформ 59

Закономерности эволюции состава пород и породообразующих минералов в щелочных ультраосновных магматических сериях 62

Магматические серии щелочных основных пород консолидированных складчатых областей. *Е.Д. Андреева* 99

Субщелочной базальт, тефрит, фонолит 100

Щелочной долерит, тешенит, анальцимовый сиенит 103

Субщелочное габбро, тералит, уртит, фойяит 106

Закономерности эволюции состава пород и породообразующих минералов в магматических сериях щелочных основных пород 111

Магматические серии щелочных средних (сиенитоидных) пород щитов и консолидированных складчатых областей. *Р.М. Яшина* 138

Фойяит, уртит, луяврит, науяит древних щитов. 139

Щелочной сиенит, хибинит, фойяит, рисчоррит с ийолитами и уртитами древних щитов. 148

Серии фойяитов, ювитов и ийолит-уртитов краевых блоков платформ и срединных массивов 154

Пуласкит, гастингситовый фойяит, эгирин-арфведсонитовый фойяит, мариуполит срединных массивов 167

Серии сиенитов, нефелиновых сиенитов зон активизации консолидированных складчатых областей 172

Некоторые закономерности эволюции состава магматических серий щелочных средних (сиенитоидных) пород. 182

Глава 3

Калиевые щелочные магматические серии. *Е.В. Свешникова* 185

Магматические серии щелочных ультраосновных пород 186

Лейцитовый пикрит (угандит), оливиновый мелакальсилитит (мафурит), кальсилит-лейцитовый мелилитит (катунгит), карбонатит 186

Флогопитовый мелалейцитит (волжидит), флогопит-оливиновый лейцитит (седрисит), амфиболовый лейцитит (мамилит) 189

Магматические серии щелочных основных пород 191

Калиевый щелочной пикрит, калиевый тефрит, лейцитит, лейцититовый фонолит, трахит 192

Калиевый пироксенит, шонкинит, псевдолейцитовый и нефелиновый сиенит 195

Магматические серии щелочных средних пород 201

Италит, лейцитовый фонолит, щелочной трахит 201

Псевдолейцитовый, кальсилитовый, нефелин-биотитовый сиениты, щелочной сиенит 201

Закономерности изменения состава пород и минералов в калиевых щелочных магматических сериях . . . 203
Особенности минерального состава . . . 203
Петролого-геохимические особенности . . . 207

Глава 4
Щелочные серии магматических пород в структурах центрального типа. *Е.В. Свешникова* . . . 214

Глава 5
Щелочные серии в магматических комплексах рифтовых систем. *Е.В. Свешникова* . . . 219
Общая характеристика рифтовых систем и их магматизма . . . 229

Глава 6
Щелочные породы океанических островов и островных дуг. *В.А. Кононова* 232

Глава 7
Петрогеохимические типы щелочных пород 242
Петрогеохимические типы ультраосновных и основных фоидолитов. *В.А. Кононова* . . . 243
Петрохимические типы щелочных габброидов и щелочных базальтоидов. *Е.Д. Андреева* . . . 252
Особенности состава фельдшпатоидных сиенитов и их главные петрогеохимические типы. *Р.М. Яшина* . . . 261

Глава 8
Геохимия пород и типоморфизм породообразующих минералов как индикаторы щелочных магматических серий . . . 275
Редкие элементы — геохимические индикаторы щелочных магматических серий. *В.А. Кононова* . . . 275
Типоморфизм минералов щелочных пород — минералогический индикатор щелочных серий. *Е.Д. Андреева, В.А. Кононова, Е.В. Свешникова* . . . 281

Глава 9
Причины многообразия и вопросы генезиса щелочных пород. *В.А. Кононова* . . . 306
Родоначальные щелочные магмы (природные и экспериментальные данные) . . . 306
О соотношении мантийных и коровых источников вещества в формировании щелочных пород и их серий . . . 312
Источники вещества уртитов из массивов щелочных основных пород . . . 312
О глубинной природе миаскитов . . . 314
О природе карбонатитов и карбонатитоподобных пород . . . 316
Процессы дифференциации и их роль в формировании щелочных магматических серий . . . 332
Комагматические серии щелочных ультраосновных пород — продукт фракционной кристаллизации щелочно-ультраосновных расплавов . . . 334
Магматические серии щелочных основных пород и режим процессов дифференциации . . . 343
Псевдолейцитовые сиениты — продукт дифференциации калиевых магм . . . 347
О влиянии процессов дифференциации на состав щелочных магматических серий . . . 352
Внутрикоровые метасоматические процессы — причина многообразия щелочных пород . . . 359
Метасоматические процессы магматической стадии (контактово-реакционное взаимодействие) . . . 359
Послемагматические метасоматические процессы . . . 378

Глава 10
Рудоносность щелочных магматических серий. *Е.В. Свешникова* . . . 381
Краткий обзор типов минерализации, характерных для щелочных массивов . . . 381
Факторы, благоприятные для концентрации полезных компонентов в щелочных сериях . . . 386

Заключение . . . 394

Литература . . . 401

Указатель названий горных пород . . . 410

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Щелочные породы

Утверждено к печати
Отделением геологии, геофизики и геохимии АН СССР
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Редактор *Н.Г.Демидова*
Редактор издательства *О.А.Харнас*
Художник *Ф.Н.Буданов*
Художественный редактор *И.Ю.Нестерова*
Технические редакторы *Л.Н.Богданова, И.И.Джиоева*
Корректоры *Л.А. Агеева, И.Г. Мартьянова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27951

Подписано к печати 21.08.84. Т—11075
Формат 70 x 100 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 33,8 + 0,1 вкл. Усл.кр.-отт. 33,9. Уч.-изд.л. 43,2
Тираж 2000 экз. Тип.зак. 1716
Цена 6р. 80к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

4215

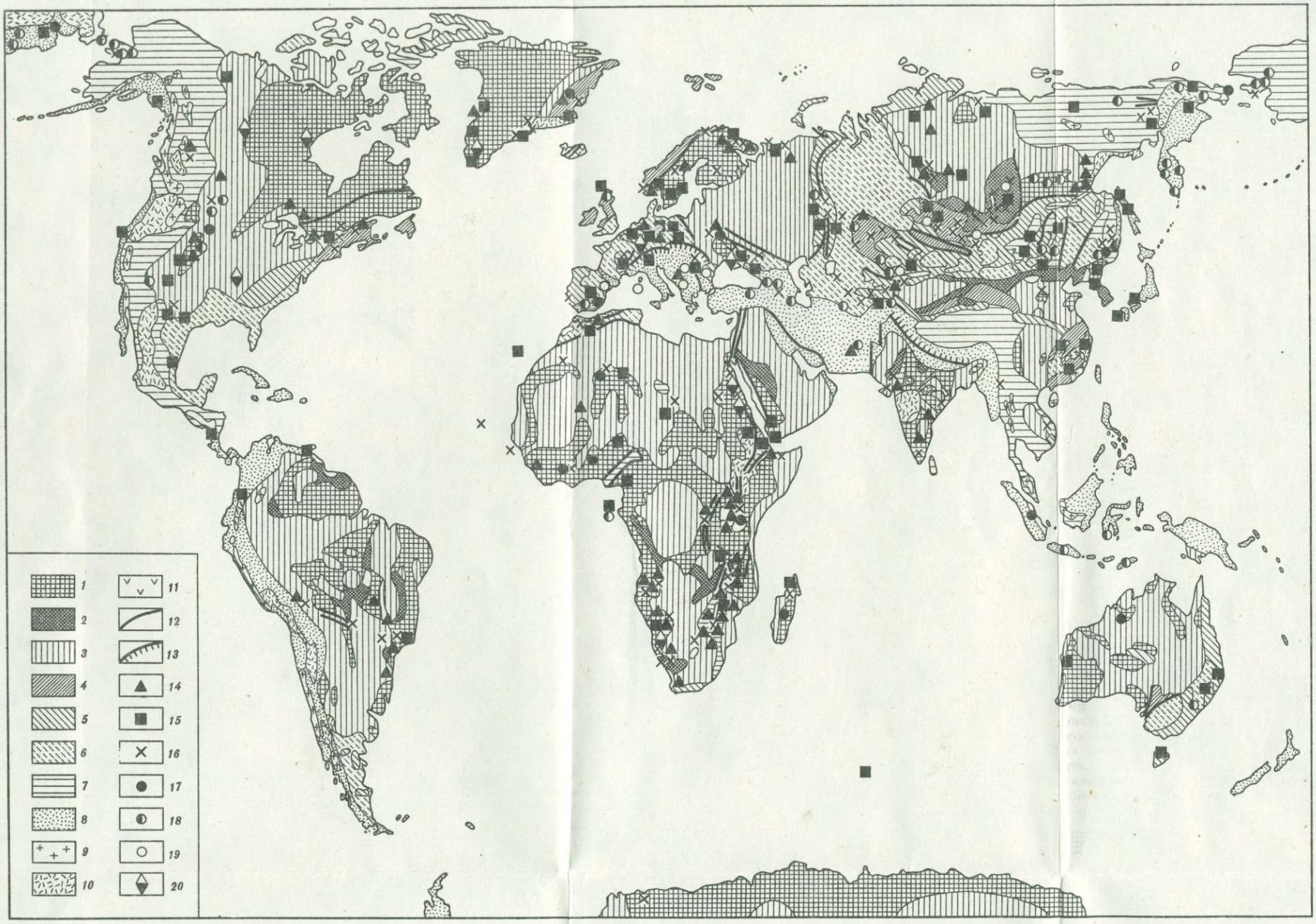


Рис. 4. Размещение магматических серий щелочных пород в тектонических структурах континентов. Тектоническая основа по Тектонической карте мира (Физико-географический атлас мира, 1964), составленной в ГИН АН СССР под общей редакцией А.Л. Яншина. Обобщение Е.В. Свешниковой

1 — древние платформы (области дорифейской складчатости); *2* — области байкальской складчатости; *3* — осадочный чехол древних платформ и байкалид, сложенный породами докембрия, палеозоя, мезозоя, кайнозоя; *4* — области каледонской складчатости; *5* — области герцинской складчатости; *6* — осадочный чехол поверхности каледонского и герцинского складчатого основания, сложенный породами мезозоя и кайнозоя; *7* — области мезозойской складчатости; *8* — области альпийскои складчатости; *9* — мезокайнозойские гранитоиды; *10* — зоны интенсивного верхнемелового и третичного вулканизма; *11* — области с корой океанического типа; *12* — разломы; *13* — фронтальные линии шарьяжей; *14—20* — магматические серии щелочных пород: *14* — калиево-натриевых щелочных ультраосновных пород, *15* — калиево-натриевых щелочных основных пород, *16* — калиево-натриевых щелочных средних пород, *17* — калиевых щелочных ультраосновных пород, *18* — калиевых щелочных основных пород, *19* — калиевых щелочных средних пород, *20* — полиформационные комплексы, включающие несколько магматических серий щелочных и субщелочных пород