

Ю. А. КУЗНЕЦОВ • ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ II

ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ

II

Ю. А. КУЗНЕЦОВ

Главные типы
магматических
формаций

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. 60-летия СОЮЗА ССР

Ю. А. КУЗНЕЦОВ

ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ

В трех томах

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

член-корреспондент АН СССР *Г. В. Поляков* (гл. редактор), доктор геолого-минералогических наук *А. Ф. Белоусов*, кандидат геолого-минералогических наук *И. М. Волохов*, кандидат геолого-минералогических наук *В. П. Довгаль*, *А. А. Запороженко* (секретарь), кандидат геолого-минералогических наук *Л. Г. Кузнецова*, кандидат геолого-минералогических наук *А. Д. Ножкин*, кандидат геолого-минералогических наук *А. Е. Телешев*, доктор геолого-минералогических наук
В. Н. Шаронов



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1989

Ю. А. КУЗНЕЦОВ

II

ТОМ

Главные типы
магматических
формаций

Ответственный редактор
кандидат геолого-минералогических наук
И. М. Волохов



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1989

УДК 552.11

Ю. А. Кузнецов. Избранные труды. Т. II. Главные типы магматических формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989.— 394 с.

ISBN 5—02—028826—8.

Книга является вторым изданием одноименной монографии, сыгравшей выдающуюся роль в становлении и развитии учения о магматических формациях и давно ставшей библиографической редкостью. В ней сформулированы теоретические и методологические основы этого учения, выделены главные типы магматических формаций, предложена их систематика, дана сравнительная характеристика вещественных особенностей, геолого-тектонической позиции, особенностей формирования, происхождения и рудоносности главных формационных типов, рассмотрены общие закономерности развития магматизма главных структурных элементов Земли и некоторые специфические следствия, вытекающие из формационного анализа магматических парагенезисов. Это основополагающее теоретическое исследование сообществ магматических пород, выполненное в едином ключе на мировом материале, до сих пор не имеет аналогов в советской и зарубежной литературе по магматизму подвижных зон Земли.

Книга рассчитана на геологов самого широкого круга, а также на студентов геологических вузов и факультетов.

Табл. 54. Ил. 80. Библиогр.: 150 назв.

Р е д к о л л е г и я

кандидаты геолого-минералогических наук

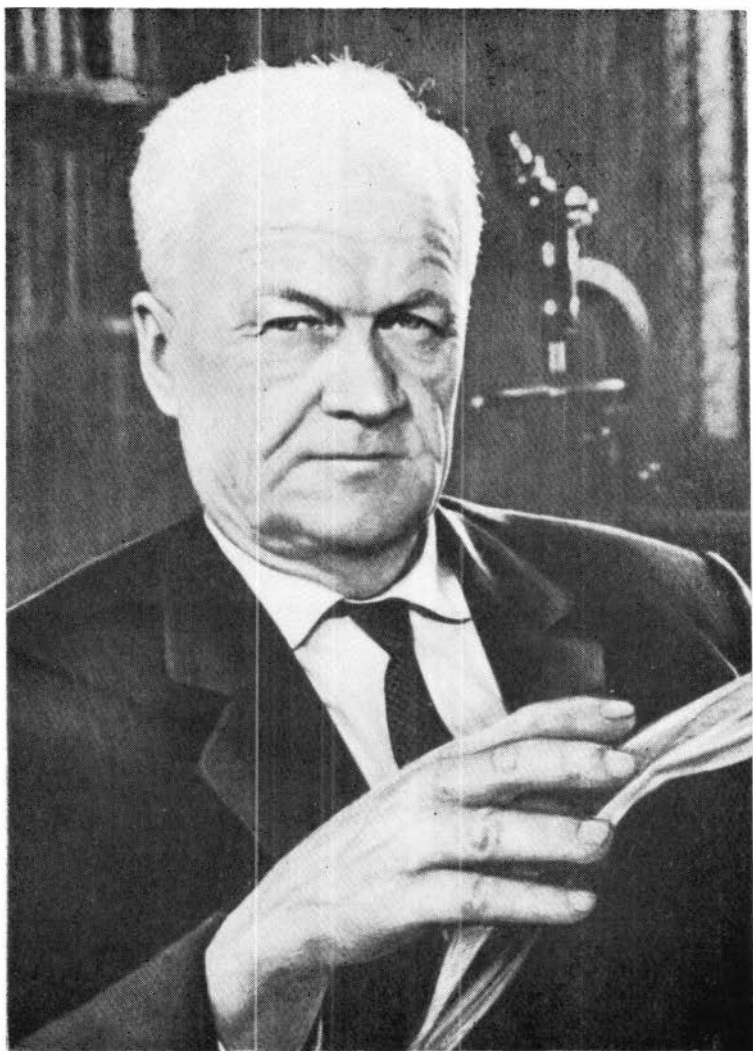
И. М. Волохов, А. Е. Телегев

Р е ц е н з е н т ы

доктор геолого-минералогических наук, профессор *В. С. Кузевный*
доктор геолого-минералогических наук, профессор *В. В. Золотухин*

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР



Le Roy Zimm

Второй том трехтомника «Избранные труды академика Ю. А. Кузнецова» включает монографию «Главные типы магматических формаций» — наиболее крупный научный труд Юрия Алексеевича, ставший основополагающим для нового в геологии учения о магматических формациях. В нем изложены теоретические и методологические основы этого учения, выделены главные формационные типы магматических ассоциаций, предложена классификация этих типов, дана характеристика особенностей их породного, минерального и химического состава, определены объемы и масштабы распространения, оценена геолого-тектоническая позиция, освещены вопросы происхождения и металлогении. Выполненная в едином ключе теоретического исследования естественных сообществ изверженных горных пород, эта монография вот уже четверть века служит настольной книгой для нескольких поколений геологов-магматистов и сохраняет свое фундаментальное значение при решении многих насущных проблем магматической геологии.

Годы, истекшие с момента выхода в свет монографии, были ознаменованы дальнейшим развитием учения о магматических формациях. За это время существенно расширились и углубились представления о предмете нового учения, совершенствовалась его методология, развивался метод формационного анализа. Итогом работы в течение двух последних десятилетий явились выполненные во многих союзных и республиканских научных и производственных геологических организациях крупные обобщения и сводки по магматическим формациям, а также карты магматических формаций по целому ряду геологических регионов страны, в том числе по Сибири, Дальнему Востоку, Северо-Востоку СССР, Казахстану, Средней Азии, Уралу, Карелии, Кольскому полуострову и др., а также по территории Советского Союза в целом и по территориям отдельных стран социалистического содружества, в частности Монголии и Вьетнама. Особенно крупным достижением и важным событием в магматической геологии СССР явилось составление карты магматических формаций Союза в масштабе 1 : 2 500 000.

Современный метод формационного анализа магматических породных ассоциаций отличается глубиной и многоаспектностью его применения для решения актуальных научных и практических задач геологии. Он стал одним из важнейших и ведущих методов исследования не только при региональном геологическом картировании, но также при про-

гнозных металлогенических и региональных петрологических обобщениях и др.

По мере накопления и обобщения сведений, особенно в процессе исследований регионального и глобального плана, расширялись и углублялись возможности учения о магматических формациях при решении таких кардинальных геологических проблем, как проблемы общих закономерностей и тенденций эволюции земной коры и литосферы Земли.

Неизмеримо возросли роль и значение формационных исследований в изучении проблем соотношения магматизма и тектоники. Именно с помощью формационного анализа со всей очевидностью было показано, что для объективной оценки корреляционных связей между тектоникой и магматизмом совершенно необходим учет, с одной стороны, всех прямых геолого-тектонических данных об обстановках формирования магматических ассоциаций, а с другой — данных об их вещественном составе, что позволило, в частности, сделать вывод об отсутствии прямой жесткой корреляции между тектоникой и магматизмом. Связи между этими двумя природными явлениями принадлежат к разряду косвенных, опосредованных. В рамках таких связей оба эти явления выступают как два следствия единого процесса дифференциации земного глубинного вещества, наиболее интенсивно развивающейся в условиях эндогенных режимов эволюции подвижных зон Земли. В последнее время привлекают внимание также поставленные в книге Ю. А. Кузнецова проблемы парагенезисов магматических формаций — их вертикальных и латеральных рядов, открывающие новые дополнительные возможности для выяснения общих закономерностей связей магматизма с определенными типами тектонических режимов и структур, с глубинным строением этих структур и т. д.

Формационные исследования находят все более широкое применение при изучении связей между магматизмом и рудообразованием. Без них сейчас практически невозможно ни одно сколько-нибудь значительное металлогеническое обобщение. Региональный металлогенический анализ сегодня включает в качестве важной и обязательной составной части формационный анализ магматических образований, в том числе тщательное изучение рудной специализации выделяемых в регионе магматических комплексов, разработку петрологических и геохимических критериев их рудоносности и т. д. Оформляется в практически важное научное направление прогноз рудоносности магматических комплексов с широким привлечением массовых петро- и геохимических данных об их вещественном составе, с эффективным использованием при их обработке математических методов и электронно-вычислительных машин.

Результаты формационных исследований вносят ощутимый вклад в решение проблем магмато- и петрогенезиса. Это достаточно хорошо подтверждается на примере выделенных Ю. А. Кузнецовым батолитовых графитоидных формаций. Материалы картирования батолитов — магматических тел, формировавшихся *in situ* в процессе магматического замещения коровых субстратов, — существенно уточняют и совершенствуют наши представления об очагах гранитового магнеобразования и открывают тем самым достаточно реальные возможности построения моделей магматических очагов мантийного заложения, обеспечивающих питание излияний и внедрений основных и ультраосновных магм. Не менее интересные данные об эволюции магматизма в пространстве и времени дает формационный анализ латеральных и вертикальных рядов магматических формаций.

Существен и значим прогресс учения о магматических формациях за 25 лет, истекших после выхода в свет «Главных типов магматических

формаций». Ресурс этого научного направления еще далеко не исчерпан. Много сделано, но еще больше предстоит сделать.

В перспективе уже планируются формационные исследования на основе разворачиваемой сейчас крупномасштабной государственной геологической съемки. Они, несомненно, будут способствовать дальнейшей детализации магматических образований нашей страны и позволят произвести более дробное их расчленение, ранжировать их на породные комплексы субформационного уровня, выделить среди них ассоциации более мелкого порядка в ранге «субкомплексов», «очаговых ареалов» и т. п. Таким образом, в обозримом будущем предстоит большая трудоемкая работа по типизации уже известных и вновь выделенных магматических формаций, по дальнейшему совершенствованию систематики их обширного многогранного и разномасштабного разнообразия. В дальнейшем будет уточняться и совершенствоваться само понятие «магматическая формация»; будет развиваться далее и метод формационного анализа как наиболее действенный способ познания реальных объективного мира магматических формаций. Все это взятое в совокупности, очевидно, будет способствовать дальнейшему прогрессу учения о магматических формациях, учения, прочный фундамент которого был заложен 25 лет назад монографией Ю. А. Кузнецова.

Настоящее издание «Главных типов...» в основе своей повторяет 1-е, осуществленное издательством «Недра» в 1964 г. Незначительная редакторская правка текста (отдельные купюры, небольшие вставки, исправления и уточнения) сделана в соответствии с рабочим авторским экземпляром книги, сохранившимся в материалах личного архива Ю. А. Кузнецова. Судя по содержанию этих материалов, Юрий Алексеевич сам интенсивно работал над текстом планируемого им 2-го издания книги. К сожалению, эта его работа осталась незавершенной. Автор успел подготовить только один раздел, посвященный магматическим формациям устойчивых областей. Его собственная редакция остальных трех разделов и вводной главы ограничилась лишь предварительной вычиткой редактируемого текста, в одних случаях с приложением библиографических подборок аннотаций новых публикаций об отдельных магматических формациях, в других — с авторскими ремарками на полях о предполагаемых исправлениях и дополнениях, в третьих — с предварительной редакционной правкой текста с внесением незначительных дополнений, а также с отдельными изъятиями из него. Понятно, что продолжить эту прерванную на полуслове работу и завершить редакцию нового издания в авторском варианте не представлялось сколько-нибудь возможным. Именно по этой причине признано нецелесообразным исправлять, дополнять, а также как-то комментировать текст и графику отдельных разделов книги, от правные данные для которых к настоящему времени существенно пополнились и потому, возможно, нуждаются сейчас в уточненной интерпретации. Раздел «Магматические формации устойчивых областей» в варианте, полностью отредактированном самим автором, было решено включить в качестве самостоятельного произведения в состав третьего, заключительного, тома «Избранных трудов Ю. А. Кузнецова», также подготавливаемого к печати.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Разработка учения о формациях — одна из важнейших задач современной геологии. Это учение зародилось в Советском Союзе, причем именно советскими учеными впервые были определены содержание, задачи и методы этой новой науки, а также ее положение в ряду других геологических наук. Советскими учеными предложены первые варианты классификации осадочных и магматических формаций, написано много работ, посвященных характеристике отдельных формаций. Метод формационного анализа становится обязательным при геологических исследованиях.

К сожалению, приходится констатировать, что хотя впервые геологические формации в понимании, близком к современному, были выделены именно на примере магматических образований Ф. Ю. Левинсон-Лессингом еще в 1883 г., в настоящее время положение таково, что если наши сведения об осадочных формациях уже начинают оформляться в самостоятельную науку, то для магматических формаций этого сказать нельзя. Имеются, правда, хорошие сводные работы по некоторым наиболее распространенным или практически важным магматическим формациям. Имеются и первые попытки сравнительной характеристики некоторых типов магматических формаций, принадлежащие Ф. Тернеру и Д. Ферхугену. Очень много сделано Ю. А. Билибинным для определения роли тех или иных магматических формаций в процессах рудообразования, для выяснения основных закономерностей эволюции магматизма подвижных областей и т. д. Но всего этого уже недостаточно. Назрела необходимость преобразования разрозненных сведений об отдельных магматических формациях в науку о магматических формациях. Этой трудной задаче и посвящена предлагаемая книга.

Основная задача, которую ставил перед собой автор, — выделение и описание главных типов магматических формаций, разработка их классификации и анализ условий их образования. При этом автор не пытался решить большую проблему формационного расчленения и классификации всего возможного разнообразия магматических комплексов. Решение этой проблемы непосильно для одного человека, она может быть поставлена только в будущем перед всеми творчески работающими советскими геологами. Поэтому предложенную в настоящей работе классификацию магматических формаций следует рассматривать как временную, хотя и она является далеко не первым вариантом. Эта классификация по мере накопления новых фактов и выявления новых закономерностей, несомненно, также будет заменена новой — более совершенной. По той же причине ав-

тор заранее отводит от себя возможные упреки в том, что им не выделена и не предусмотрена его классификацией в качестве самостоятельного формационного типа та или иная ассоциация магматических пород. В этой работе выделены и описаны только те формационные типы, для выделения которых автор располагал достаточными основаниями, причем возможности ограничивались пределами личного опыта и доступной литературой. Полная разработка вопросов генезиса магматических пород и их ассоциаций (магматических формаций), а равным образом и анализ роли последних в процессах рудообразования также не были задачей исследования на данном этапе. Решение этих вопросов является чрезвычайно важной, но самостоятельной задачей и должно быть предметом особого исследования. Таким образом, предлагаемая книга не является трактатом по петрологии, подобным, например, монографии Ф. Тернера и Д. Ферхугена. Вопросы петрологии затрагиваются в этой книге попутно, не претендуют на сколько-нибудь полное и объективное рассмотрение и обсуждаются лишь в самой общей форме и преимущественно с общегеологических позиций, в процессе решения основной задачи исследования — выделения и сравнительной характеристики главных типов магматических формаций. Точно так же эта работа не должна ставиться в один ряд с исследованиями Ю. А. Билибина по металлогеническим провинциям и эпохам или работой коллектива сотрудников ВСЕГЕИ по разработке общих принципов регионального металлогенического анализа, ибо задачи ее совершенно иные.

Начиная свои исследования по типизации магматических формаций, автор не ожидал, что эта работа будет так сложна. Очень большие затруднения создали некоторые особенности самого объекта исследования. Как мы увидим дальше, конкретные магматические формации, как правило, чрезвычайно сложны и изменчивы по своему составу, причем, оказываясь, очень трудно найти в этом многообразии естественных ассоциаций магматических пород какие-то общие признаки, характеризующие тот или иной формационный тип, вследствие чего границы между близкими формационными типами оказываются часто весьма неопределенными и условными. Поэтому при всем стремлении к объективному выбору признаков, определяющих принадлежность конкретного магматического комплекса к тому или иному формационному типу, автору, по-видимому, не удалось избежать известного субъективизма. Последний в такого рода исследованиях, наверное, неизбежен, что делает вполне возможным и другие группировки того же самого конкретного материала.

Возникали затруднения и иного характера. Дело в том, что только немногие из описанных в этой книге формационных типов изучались самим автором в полевой обстановке; основной материал для исследования брался из литературы по геологии и петрологии. При этом, естественно, в первую очередь был привлечен материал по районам, более знакомым автору: Сибири, Дальнему Востоку, Казахстану, в меньшей степени — по другим районам Советского Союза и только в очень незначительной мере из иностранной литературы. Оказалось, что, несмотря на громадное количество опубликованных монографий и журнальных статей, в которых рассматриваются вопросы магматизма того или иного района, среди них нашлось мало таких, которые можно было бы использовать для характеристики того или иного формационного типа или в качестве примеров, иллюстрирующих конкретное его проявление. В большинстве таких публикаций удовлетворительно освещена только одна какая-нибудь особенность описываемого магматического тела или комплекса. Чаще всего приходится встречаться с работами, в которых приводится детальная петрографическая характеристика магматических пород, но совершенно недостаточно

освещены геологическое строение района и тектоническая позиция магматического комплекса, или же, наоборот, освещаются история магматизма того или иного района и общегеологическая характеристика магматических комплексов, но совершенно недостаточными оказываются сведения по их петрографии и петрохимии. Все это совершенно естественно, так как, по существу, только в последнее время начинают появляться работы, в которых излагаются результаты целеустремленного всестороннего изучения магматических формаций или комплексов как таковых.

В значительной степени особенностями самих объектов исследования и особенностями литературных материалов, использованных в данной работе, определяются и некоторые ее недостатки. Прежде всего это значительная неравномерность в детальности характеристики тех или иных формационных типов, а также значительная пестрота в описаниях примеров, их иллюстрирующих. По-видимому, некоторые возможные формационные типы вообще не выделены только потому, что соответствующие магматические комплексы пока еще недостаточно изучены и описаны; например, по-видимому, значительно более подробно могут быть расчленены щелочные ассоциации магматических пород. Намечается возможность выделения формации (или субформации?) малых интрузий как особой формы проявления (в виде роев даек?) габбро-диорит-гранодиоритового, частью габбро-плагиогранитного рядов формаций, может быть, с некоторыми особенностями состава. Но, к сожалению, сейчас нет материала для этого. Вероятно, следовало бы более полно осветить особенности металлогенической специализации описанных формационных типов и характер металлоносности конкретных магматических комплексов, взятых в качестве примеров тех или иных формационных типов.

Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность своим ближайшим сотрудникам и помощникам по работе, в особенности И. М. Волохову, В. Н. Довгалю, Г. В. Полякову, Е. С. Сергеевой, которые помогли ему предоставлением материалов и обсуждением отдельных частей работы, причем раздел введения — «Основные понятия и термины» — написан совместно с В. Н. Довгалем и Г. В. Поляковым. Автор весьма благодарен также З. Г. Поляковой и А. С. Малетипой, которыми выполнен весьма пелегкий труд по оформлению рукописи и подготовке ее к печати. Но особенную признательность хочется высказать И. В. Лучицкому, сделавшему по ней много критических замечаний и давшему много ценных советов. В соответствии с ними в рукопись внесены исправления, несомненно значительно улучшившие ее.

Подобно тому, как горные породы не представляют произвольных смесей минералов, так и сами эти породы в природе не встречаются в произвольных сочетаниях.

А. Н. Заварицкий. «Введение в петрохимию»

Прежде чем обсуждать общую теорию генезиса, необходимо рассмотреть и классифицировать различные серии пород.

Г. Барт. «Теоретическая петрология»

ВВЕДЕНИЕ

ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Трудно сказать, кто именно и когда впервые обратил внимание на то, что магматические горные породы, так же как и геологические тела, ими сложенные, часто образуют закономерные ассоциации, которые встречаются в различных, иногда очень удаленных друг от друга районах со сходным геологическим строением, причем и время образования таких ассоциаций может быть также различным. Во всяком случае еще в середине прошлого столетия, возможно начиная с Бунзена, в геологических и петрографических сочинениях появляются упоминания о группах, сериях или свитах изверженных пород, родственных по составу и близких по условиям образования. Песколько позже Дж. Джаддом [Judd, 1886] было введено понятие о петрографических провинциях, образованных породами, связанными общностью происхождения. Старый геологический термин «формация» был, кажется, впервые применен для обозначения некоего сообщества магматических горных пород Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в работе, посвященной олонекской диабазовой формации [Левинсон-Лессинг, 1888]. Интересно, что уже в этой ранней работе термин «формация» употреблен им, прежде всего, «в смысле стратиграфической совокупности массивных, обломочных и контактных пород...». При этом было подчеркнуто, что «изучение гранитовых, диоритовых, диабазовых и некоторых других пород показало, что в различных областях их развития повторяются в общем, а часто и в деталях структурные типы, контактовые изменения, те или другие сочетания пород и т. д.», что «диабазы, порфириды, мелафиры, мапдельштейны, туфы, маламштейны, разнообразные брекчии, десмозиты, спилзиты, адиолы и другие контактовые породы, сопровождающие их протеробазы и эпидиориты, часто тесно с диабазами связанные габбро и т. д. — все это не случайное или искусственное сочетание, а неизменные члены той крупной стратиграфической единицы, которую следует называть *диабазовой формацией*. Если бы во всех областях развития диабазовых пород нам была доступна вся формация... мы неизменно в каждой более или менее обширной диабазовой формации, в Олонекской, в Гарце, в Фихтельгебирге, в Нассау, в Девоншире, в Тироле, Массачузетсе, Южной Африке и т. д. находили бы представителей зернистого интрузивного типа, порфирового эффузивного типа, представителей шлаковой зоны — мандельштейны, туфовой зоны и т. д... Таким образом, диабазовая, гранитовая, диоритовая формации представ

ляют нечто целое, крупную стратиграфическую единицу, имеющую такое же право на самостоятельность, как меловая, девонская, пермская система (формация)» [Левинсон-Лессинг, 1952, с. 50—51]. Эти цитаты приведены здесь для того, чтобы показать, что еще в прошлом столетии Ф. Ю. Левинсон-Лессинг пришел к мысли о существовании закономерных ассоциаций магматических и сопутствующих им контактовых и других пород, повторяющихся в пространстве, причем термин «формация» им был применен как для обозначения конкретной ассоциации магматических пород, изученной им и развитой в Олонецком крае, так и для обозначения некоторой типовой ассоциации, повторяющейся в одинаковых почти проявлениях в разных местах, которую он именовал «стратиграфической единицей», имея, конечно, в виду то, что мы сейчас называем формационным типом. Впрочем, в последних своих произведениях Ф. Ю. Левинсон-Лессинг отошел от первоначального геологического понимания естественных ассоциаций магматических пород, вложив в термин «магматическая формация» чисто генетическое содержание, соответствующее его представлениям о родоначальных магмах и ведущей роли процессов дифференциации в ряду других факторов разнообразия магматических пород [Левинсон-Лессинг, 1940, с. 3].

Несколько позже Ф. Ю. Левинсон-Лессингом была описана габбро-проксенит-дунитовая формация Денежкина Камня [Левинсон-Лессинг, 1900]. Г. Дьюи и Дж. Флет [Dewey, Flatt, 1911] предложили термин «спилитовая свита» или «формация» для обозначения серии девонских альбитизированных и зеленокаменных эффузивов Юго-Западной Англии. Л. Вольф [Wolff, 1914] предложил термин «арктическая формация» для ассоциации покровных базальтов, таких как траппы Декана в Индии, траппы Сибири и т. д. В. Гольдшмидт [Goldschmidt, 1922] в Норвегии выделил два типа ассоциаций интрузивных пород близкого состава, но с разной минералогией, причем в своей работе он особо подчеркнул важность изучения ассоциаций магматических пород с одновременным определением их места в геологической структуре района и высказывал мысль, что именно такое направление исследований позволяет надеяться на возможность построения в будущем общей системы изверженных пород.

В 20-х годах текущего столетия эти идеи о возможности выделения многих типов ассоциаций магматических пород начинают проникать в учебную литературу и в сводные работы по петрологии. Г. В. Тиррел [Turrell, 1926; Тиррель, 1933] выделяет «родственные группы» (kindreds), в которые объединяются серии или свиты изверженных пород, обнаруживающие родственные химические и минералогические черты и, по-видимому, генетически связанные между собою. Родственная группа, по мысли Г. В. Тиррела, хотя и может слагаться из большого разнообразия типов горных пород, характеризуется общностью химических и минералогических особенностей, причем родственные группы могут отличаться друг от друга только различными количественными отношениями составляющих их типов горных пород, различной степенью дифференцированности, различной долей участия в сложении той или иной группы плутонических, гипабиссальных и вулканических фаций и т. д. Наконец, родственные группы различаются по распространению в пространстве и во времени и по их различным отношениям к геотектоническим процессам. Как увидим ниже, это определение родственных групп примерно соответствует современному пониманию магматической формации или точнее — формационного типа. В качестве примеров Г. В. Тиррел называет четыре родственные группы.

1. Гранодиорит-андезитовая группа характеризуется ассоциацией интрузивных тел (в сложении их участвуют ультраосновные породы, габбро, диориты, кварцевые диориты и гранодиориты до гранита) с эффузивными толщами преимущественно андезитового состава.

2. Группа слюдяного диорита, выделенная В. Гольдшмидтом, характеризуется набором пород диорит-гранодиоритового состава, отличающихся наличием обильного биотита и отсутствием каллевого полевого шпата.

3. Чарнокит-анортозитовая родственная группа, или серия, отличается от предыдущей набором пород с составом, меняющимся от норита и анортозита до гиперстенового гранита.

4. Трахидолеритовая или трахибазальтовая группа развита на океанических островах и в районах опусканий и т. д.

Позже Г. В. Тиррел снова возвращается к этому вопросу [Turrell, 1955], но уже с более широкими обобщениями. Эти четыре родственные группы рассматриваются как некоторые типовые ассоциации, специфически приуроченные к определенным геологическим структурам и этапам их развития, но повторяющиеся в однотипных, но разновозрастных структурах. Иначе говоря, эти родственные группы по своему содержанию соответствуют формационным типам в нашем понимании или, точнее, некоторым рядам магматических формаций классификации, принятой в этой книге.

Большое значение изучению естественных ассоциаций магматических пород придает Т. Барт. В его широко известной книге [Barth, 1952; Барт, 1956] большая глава «Серии горных пород» посвящена описанию некоторых естественных серий магматических пород. Так, им выделены океанические базальты, базальты континентов и их шельфов, офиолитовые серии орогенных областей, щелочные породы и т. д. При этом в таких сериях, по мысли Т. Барта, обнаруживается, что «сходные сериальные черты часто характерны для большого числа провинций, удаленных географически, но имеющих аналогичное геологическое положение» [Барт, 1956, с. 189].

Для целей, поставленных в этой книге, очень большой интерес представляет работа Ф. Тернера и Дж. Ферхугена «Петрология изверженных и метаморфических пород» [Turner, Verhoogen, 1951, 1960; Тернер, Ферхуген, 1961]. В этой работе приведена, по существу, впервые в иностранной геологической литературе обстоятельная сравнительная характеристика ряда типовых ассоциаций магматических пород, иллюстрированная многочисленными примерами. В последнем издании этой работы выделены и описаны: 1) вулканическая ассоциация щелочных оливиновых базальтов континентов и океанических бассейнов; 2) покровные толентовые базальты и интрузивные кварцевые диабазы; 3) богатые калием основные вулканические породы и лампрофиты; 4) спилито-кератофировая ассоциация орогенных районов; 5) ассоциация базальтов и андезитов орогенных районов; 6) ассоциация основных расслоенных интрузий; 7) перидотит-серпентинитовая ассоциация орогенных зон; 8) докембрийская ассоциация анортозитов; 9) гранит-гранодиоритовая ассоциация глубинных интрузий; 10) нефелиновые спениты, пйолиты, карбонатиты; 11) пегматиты. Но все же и в этой работе характеристика перечисленных ассоциаций приведена главным образом в качестве материала для решения ряда петрогенетических вопросов, что является совершенно естественным для сочинения, посвященного проблеме петрогенеза вообще.

В Советском Союзе исследование закономерных естественных ассоциаций магматических пород развивалось несколько иначе — не столько через петрологию, сколько через стратиграфию и геотектонику, а также практику поисковых работ и выявление закономерностей размещения по-

лезных ископаемых. В работах М. А. Усова геологическая и в том числе магматическая формация — это, прежде всего, единица местной стратиграфической шкалы. В работе, посвященной анализу истории геологического развития Западной Сибири, он выделил и описал для этой территории большое количество конкретных магматических комплексов (по М. А. Усову — формаций), отличающихся друг от друга возрастом и составом [Усов, 1936]. Очень большой вклад в исследование естественных ассоциаций магматических пород внесен А. Н. Заварицким, который в работе «Введение в петрохимию изверженных горных пород» [1944, 1950] дал яркую характеристику ряда типичных ассоциаций молодых вулканических пород, а также предложил свой метод анализа, сопоставления и графического изображения их петрохимических особенностей, получивший в Советском Союзе всеобщее признание и широко использованный в этой книге.

Но особенно интересными являются исследования Ю. А. Билибина, который в ряде публикаций дал сравнительную характеристику ряда конкретных ассоциаций магматических пород, выделил основные формационные типы, сделал, по существу, первую попытку определения их тектонической позиции и последовательности образования в некоторой идеальной схеме эволюции подвижных зон и, самое главное, дал оценку их металлогенической специализации. Необходимо подчеркнуть, что наиболее интересные и важные для нас работы Ю. А. Билибина были найдены в его архивах в черновых рукописях и опубликованы после смерти.

По-видимому, наиболее ранней из них является большая статья, посвященная общим вопросам металлогении золота [Билибин, 1959]. В этой работе, основываясь на богатейшем личном опыте и анализе обширной литературы, он дал определения понятий «магматический комплекс» и «магматическая формация», а также выделил и описал ряд формационных типов, специфичных для тех или иных этапов развития подвижных зон.

В этой же работе им, по существу, впервые (если учесть, что статья, вероятнее всего, написана до 1949 г.) в мировой геологической литературе приведена достаточно подробная сравнительная характеристика ряда типовых магматических формаций, дана оценка их возможной рудоносности и определена их тектоническая позиция.

Более поздняя (но ранее опубликованная и более известная) работа Ю. А. Билибина [1955] посвящена главным образом анализу послегенерации магматических комплексов и связанных с ними эндогенных месторождений полезных ископаемых в общей идеализированной схеме развития подвижных поясов.

Для начальных и ранних этапов развития подвижных зон, по Ю. А. Билибину, характерны: 1) спилито-кератофировый комплекс; 2) гипербазитовый комплекс интрузий; 3) комплексы основных интрузий как самостоятельных, так и сопровождаемых либо ультраосновными дифференциатами (габбро-перидотитовый комплекс Урала), либо средними и кислыми вплоть до плагιοгранитов и граносиенитов; 4) габбро-плагιοгранитовый и габбро-граносиенитовый интрузивные комплексы, образующие крупнейшие интрузивные тела, связанные с периодом второй в развитии подвижного пояса крупной складчатости.

Средним этапам развития отвечают: 5) комплекс добазальтовых дайковых интрузий; 6) комплекс умеренно кислых гранитоидов, представленный гранодиоритами и нормальными гранитами; 7) комплекс кислых и ультракислых гранитов.

Поздние этапы развития, следующие за крупной складчатостью и гранитоидными интрузиями средних этапов, превращающими геосинклиналь в складчатую область, характеризуются преимущественно наземным вулканизмом и излиянием андезитовых, дацитовых и липаритовых лав, которые сопровождаются мелкими гипабиссальными интрузиями того же состава.

Наконец, на последних этапах, отличающихся преимущественным развитием поднятий и разрывных нарушений, магматическая деятельность замирает. Впрочем, иногда в это время образуются толщи кислых эффузивов, а также малые и трещинные интрузии кислого же состава, часто с повышенной щелочностью.

Этими работами Ю. А. Билибин не только положил начало разработке общих принципов металлогенического анализа, но и четко сформулировал определения понятий интрузивный комплекс и интрузивная формация, которую он понимал как обобщенный формационный тип. Первым из русских ученых он привел в своих сочинениях сравнительную характеристику ряда типовых ассоциаций магматических пород — интрузивных формаций и т. д. Но, к сожалению, эта наиболее важная часть научных заслуг Ю. А. Билибина как-то забылась. С его именем связывается главным образом схема эволюции магматизма подвижных зон, которая даже не является оригинальной, представляя собой только детализацию схемы Г. Штилле [Stille, 1940].

После Ю. А. Билибина работа исследователей, так или иначе занимавшихся или соприкасавшихся с магматическими комплексами и формационными типами, развивалась в двух направлениях. С одной стороны, появилось много публикаций, посвященных анализу истории магматизма или металлогеническому анализу тех или иных конкретных территорий, складчатых областей или структурно-фациальных зон. Эти работы, интересные сами по себе, как правило, дают мало или ничего не дают для учения о магматических формациях. С другой стороны, за последние годы появились превосходные описания многих конкретных магматических комплексов, причем в некоторых из них обсуждаются вопросы генезиса, тектонической позиции исследованных комплексов, их положение в систематике магматических формаций и т. д. Они широко использованы при работе над этой книгой и главнейшие из них названы в списке литературы. Общее же впечатление от современной отечественной геологической литературы приводит к мысли, что формационный анализ стал для нас необходимым и уже привычным методом исследования, а систематическая разработка учения о магматических формациях — назревшей проблемой. Вместе с тем пути, по которым идут различные исследователи и школы, очень различны, причем расхождения оказываются иногда настолько большими, что даже основные для учения о формациях понятия и термины различными исследователями понимаются и толкуются по-разному.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Точное определение основных понятий и терминов, касающихся обсуждаемых в этой книге проблем, совершенно необходимо, так как уже в настоящее время вопросы терминологии очень запутаны.

Как известно, каждое научное понятие должно было бы обозначаться единственным термином, строго выражающим сущность данного понятия. К сожалению, в научной геологической литературе это основное требование логики соблюдается далеко не всегда. Нередко мы видим, что одно и

то же понятие обозначается двумя или даже большим числом терминов, являющихся в данном случае точными синонимами. Это уже плохо, но еще терпимо, и мы к этому как-то привыкли. Но совершенно недопустимо употребление одного и того же термина для обозначения различных понятий (например, термин «интрузия» очень часто применяется и для процесса внедрения магмы, и для обозначения магматического тела или группы тел, являющихся продуктом этого внедрения и т. д.).

В дальнейшем изложении нам все время придется иметь дело с терминами «геологическая формация», «формационный тип», «магматический комплекс», «магматическая формация». Естественно, что необходимо определить содержание и объем понятий, обозначаемых именно этими терминами, причем, так как магматические формации вообще являются только частным случаем геологических формаций, изложение вопроса логичнее всего начать с обсуждения содержания наиболее общего понятия «геологическая формация».

Современные исследователи несколько по-разному определяют понятие «геологическая формация», однако все они сходятся на том, что под геологической формацией (безразлично — осадочной или магматической) следует понимать естественные сообщества пород, возникающие в определенной геологической обстановке и отвечающие отдельным этапам развития того или иного участка земной коры. Однако у различных исследователей имеется много оттенков в их определениях понятия «геологическая формация», причем в некоторых случаях незначительные как будто разногласия приобретают принципиальный характер. Например, В. В. Белоусов осадочную формацию определяет как «комплекс фаций осадочных толщ, соответствующий определенной стадии геотектонического цикла», и далее: «каждая осадочная формация соответствует определенной стадии геотектонического цикла и определенной геотектонической зоне» [Белоусов, 1954, с. 312]. Близким является определение В. Е. Хаина. Геологической формацией он называет «закономерное сочетание парагенетически взаимосвязанных литофаций, возникших в определенных, точнее в изменявшихся в известных пределах, физико-географической, геохимической и геотектонической обстановках; число основных формаций соответствует четырем стадиям развития трех главнейших структурных зон земной коры — платформ, внешних и внутренних зон геосинклинальных областей в течение геотектонического цикла» [Материалы..., 1961].

Иначе подходит к определению геологических формаций Н. С. Шатский и его последователи. По Н. С. Шатскому [1945, 1964], геологическими формациями следует называть «такие естественно выделяемые комплексы пород, определенные члены (слои, толщи, фации и т. д.) которых тесно парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном возрастном отношении, так и в горизонтальном пространственном отношении» [Шатский, 1964, с. 291]. По существу, то же определение, но в значительно более развернутом виде, дал Н. П. Херасков в своей очень интересной работе, прямо посвященной определению понятия «геологическая формация» [Херасков, 1952, 1967]. По Н. П. Хераскову, «формациями называются естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении (переслаивание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды).

Формации характеризуются составом горных пород, строением и взаимоотношениями с другими формациями; меньшее значение имеют

форма и размеры. От смежных формаций данную формацию отделяет часто некоторый скачок, свидетельствующий о качественном изменении условий образования; это вызывает относительно резкие верхние и нижние границы слонстых формаций, а иногда даже перерывы, но перерывы и вообще резкие границы могут быть и внутри формаций и далеко не всегда встречаются на границах формаций.

Иногда целесообразно проводить различие между конкретными формациями как геологическими телами и системами тел, для которых могут быть указаны определенный возраст и местонахождение, и формационным типом, объединяющим сходные конкретные формации независимо от их возраста и местонахождения. Это не означает, что какой-либо формационный тип может появляться в любое время и в любом месте, наоборот, вследствие развития и неоднородности Земли формационные типы имеют свою возрастную и пространственную характеристику.

Проведенные исследования показывают, что формации связаны с тектоническими структурами, конкретные формации с конкретными структурами, а формационные типы с типами структур. Формации, свойственные одной структуре, образуют закономерный ряд, отражающий развитие структуры, но формационные ряды даже в однотипных структурах могут отличаться друг от друга, а в разнотипных структурах могут появляться сходные формации» [Херасков, 1952, с. 50—51].

Во всех приведенных выше определениях геологической формации много общего; в частности, везде она характеризуется как комплекс пород, формирующийся в определенных условиях, прежде всего в определенной геологической обстановке. Но для Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова и их последователей геологическая формация — это, в первую очередь, достаточно четко устанавливаемый при полевых исследованиях парагенезис пород, который, выражаясь словами Б. М. Келлера [1955, с. 149], «мы видим в обнажении, изучаем с молотком в руках, описываем в полевой книжке, зачастую еще не разобравшись в тектонике района». Нетрудно видеть, что при выделении формаций здесь мы имеем подход, обратный тому, который предлагают В. В. Белоусов и В. Е. Хаин. Последние в общем точно так же исходят из естественных ассоциаций пород, но объединяют эти ассоциации в формации на основании заранее намеченных схем, вытекающих из теоретических представлений. Такой подход к решению научных проблем, естественно, всегда ведет к субъективизму, лишая геологические выводы, основанные на изучении формаций, той объективности, к которой стремятся Н. С. Шатский и Н. П. Херасков.

Формационный метод исследования в геологии уже давно приобрел значение одного из важнейших методов познания геологических явлений. Изучение геологических формаций позволяет обнаружить и объяснить целый ряд общих геологических закономерностей, подойти к решению сложных теоретических вопросов геологии. Из двух указанных выше типов определений понятия геологической формации успеху формационного метода в большей мере, конечно, способствует направление, развиваемое школой Н. С. Шатского. Не связывая себя заранее при выделении формаций никакими гипотезами, а, наоборот, производя это выделение по признаку, если и зависящему от субъективных воззрений автора, то лишь в относительно небольшой степени, ее представители добиваются тем самым наибольшей объективности в анализе тех вопросов геологии, которые могут быть выявлены на основании изучения геологических формаций. Если же выделение формаций производится, как это делают представители первого направления, на основании заранее заданной схемы,

то, как нетрудно себе это представить, любые вытекающие из изучения формаций геологические выводы не будут выходить за рамки именно этой схемы. При всей же сложности геологических процессов и слабой разрабатанности многих вопросов геологии ограничивать себя заранее какими-либо схемами и теориями без попыток дальнейшего объективного анализа геологического материала, конечно, методологически неверно.

Различный подход к определению понятия формации можно видеть и у геологов, занимающихся исследованием ассоциаций магматических пород. У некоторых исследователей мы находим удачные определения, но, к сожалению, во многих определениях понятий «магматический комплекс» и «магматическая формация» также имеются методологические ошибки, выражающиеся в том, что авторы их включают в свои определения чисто умозрительные гипотетические предпосылки петрологического или тектонического характера. При этом надо сказать, что в остальном определения являются более или менее удачными и что в практической работе по выделению конкретных комплексов даже авторы таких определений своими критериями гипотетического порядка все равно не пользуются, руководствуясь, конечно, только теми особенностями комплексов, которые могут быть установлены непосредственными наблюдениями.

В свое время Ю. А. Билибин, излагая свою позицию в вопросе расчленения ассоциаций интрузивных пород на комплексы и формации, писал: «При достаточно детальных геологических исследованиях в районах значительного развития интрузивных пород обычно удается расчленить последние на ряд отдельных интрузивных комплексов. При этом породы, входящие в состав каждого отдельного комплекса, обнаруживают ряд черт, указывающих на их близкое генетическое родство... и в то же время отличающих их от пород других интрузивных комплексов.

Прежде всего, в тех случаях, когда удается с достаточной точностью установить возраст интрузивных пород, оказывается, что породы одного и того же комплекса очень близки между собой по времени образования и в то же время отделены более значительными промежутками времени от пород других интрузивных комплексов. Тем самым их образование бывает приурочено к вполне определенной тектонической обстановке, более или менее отличной от тектонической обстановки образования других интрузивных комплексов. Во многих случаях удается установить связь пород каждого отдельного интрузивного комплекса с определенными типами тектонических движений. В связи с этим размеры, морфология и внутренняя тектоника интрузивных тел, а также механизм внедрения магмы и ее отношение к ассимиляции вмещающих пород оказываются различными для различных интрузивных комплексов». Далее Ю. А. Билибин отмечает, что «структурные (и некоторые другие) особенности пород комплекса указывают на их образование в определенных пределах глубин, более или менее отличных от глубины образования других интрузивных комплексов. Наконец, что особенно важно, каждый интрузивный комплекс характеризуется определенными чертами связанной с ним металлогении» [Билибин, 1959, с. 240—241]. Эти высказывания Ю. А. Билибина являются, безусловно, правильными и с ними нельзя не согласиться. Они хорошо иллюстрируют подход Ю. А. Билибина к выделению магматических комплексов, показывая, что для него единственным критерием такого выделения была достаточно четкая, по целому ряду признаков, обособленность какого-либо сообщества магматических пород в ряду других сообществ.

Ю. А. Билибин в этой же работе пришел к мысли о необходимости разграничения понятий «интрузивный комплекс», представляющий собой

конкретную ассоциацию магматических пород, и «интрузивная формация» (в цитируемой работе вообще рассматриваются только интрузивные комплексы и формации), причем этот последний термин он употреблял для обозначения совокупности петрографически сходных интрузивных комплексов различных районов и различного возраста.

В итоге обсуждения вопроса о сущности интрузивных комплексов и формаций он дал также и следующее определение интрузивной формации.

«Под интрузивной формацией мы понимаем совокупность пород, которые: 1) встречаясь всегда в совместном развитии, представлены примерно одной и той же петрографической ассоциацией, более или менее постоянной даже в очень удаленных друг от друга областях своего развития и в условиях различного геологического возраста; 2) приурочены в пространстве к определенным тектоническим областям, а во времени — к определенной фазе тектонического цикла, т. е. к определенной тектономагматической обстановке; 3) обнаруживают целый ряд геохимических, петрохимических и минералогических особенностей, указывающих на их происхождение из магм сходного состава в результате одного и того же процесса их эволюции; 4) характеризуются одними и теми же чертами металлогении» [там же, с. 241—242].

Позднее, правда, Ю. А. Билибин отказался от применения термина «интрузивная формация», заменив его в своей широко известной работе по металлогеническим провинциям и эпохам [Билибин, 1955] термином «интрузивный комплекс», который здесь им уже употребляется и для обозначения конкретных ассоциаций, и для формационных типов.

Эти определения интрузивного комплекса и интрузивной формации являются полными, точными и могут быть приняты, за исключением указания на «генетическое родство» пород комплекса, поскольку это выражение является тавтологией и не совсем точно отражает действительные взаимоотношения между породами. Кроме того, определяя интрузивную формацию, т. е., по нашей терминологии, формационный тип, Ю. А. Билибин подчеркивает, что интрузивные формации специфически «приурочены в пространстве к определенным тектоническим областям, а во времени — к определенной фазе тектонического цикла». К сожалению, эта не совсем удачная, хотя и очень осторожная формулировка в дальнейшем была усилена самим Ю. А. Билибиным [1955] и развита его последователями [Семенов, Серпухов, 1957; и др.]. Так, Ю. А. Билибин в своей схеме эволюции магматизма подвижных поясов уже жестко закрепил за каждым комплексом, т. е. формационным типом, вполне определенное место в истории развития этих структур, с той, впрочем, оговоркой, что предлагаемая им схема смены интрузивных комплексов во времени является отражением лишь наиболее часто встречающейся последовательности такого рода. В многочисленных же работах последователей Ю. А. Билибина эта схема развития магматизма подвижных поясов оказалась полностью канонизированной, причем ей было придано универсальное значение, а место каждого формационного типа в ходе развития структур земной коры превратилось в его неотъемлемую характеристику, плотно слившись с самим понятием «интрузивная формация». Недавно Ю. И. Половинкина и Т. Н. Иванова [1960] еще раз проиллюстрировали это, определив магматические формации как естественные сообщества магматических пород, характеризующиеся как определенным положением в ходе развития подвижных поясов и платформ, так и определенным положением в ходе развития конкретных структур. Следует обратить внимание на то, что эта идея о специфической приуроченности тех или иных магматических формаций к определенным типам структур и определенным этапам их

развития сейчас не только нуждается в значительных исправлениях (так как исключений из схемы Ю. А. Билибина и особенно схемы А. И. Семенова и В. И. Серпухова [1957] имеется множество), но и ведет к многочисленным ошибкам в практической работе геологов, так как очень часто о самих этапах развития подвижных поясов начинают судить по присутствию тех или иных магматических формаций, причем во многих случаях даже не предпринимаются попытки выяснения действительных условий и обстановки их образования. Самым обычным примером этого является установление времени наступления «среднего этапа» эволюции подвижной зоны по появлению интрузий батолитовых гранитов. Между тем в настоящее время накоплен большой фактический материал, позволяющий говорить о том, что, по существу, каждая складчатая область и особенно разновозрастные складчатые области развиваются по-своему, характеризуются своим индивидуальным набором магматических формаций, причем и гранитовые, и даже гипербазитовые интрузии в действительности появляются на разных этапах развития и общая для всех подвижных областей закономерность выражается лишь в том, что основной магматизм начальных этапов развития подвижной зоны постепенно, по мере «созревания» складчатой области, в последовательно образующихся магматических формациях сменяется все более и более кислым. В общем же степень изученности конкретных магматических комплексов и в особенности в отношении положения их в структурах земной коры в большинстве случаев такова, что характер связи магматизма с тектоникой необходимо еще выяснить, применяя объективные методы исследования, а не ограничиваясь сопоставлением с той или иной идеальной схемой.

В других случаях в определении магматических формаций (или комплексов) вводятся чисто гипотетические представления петрологического характера. Очень распространены, например, определения, в которых в качестве основного признака формации или комплекса принимается общность магматического очага, связь с той или иной фазой его дифференциации, единая исходная магма и т. д. Например, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг под петрографической формацией понимал «совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией какой-нибудь магмы, т. е. породы, непосредственно из нее возникшие, контактные ее действия, продукты сплавания и ассимиляции посторонних масс, связанные с нею пегматитовые и гидротермальные жилы, месторождения руд и нерудных ископаемых» [Левинсон-Лессинг, 1940]. В «Инструкции по составлению геологических карт масштабов 1 : 200 000 и 1 : 100 000» [1955] дается следующее определение: «Под интрузивным комплексом следует понимать совокупность близких по возрасту магматических пород, находящихся в одной структурной зоне, отвечающих отдельным этапам тектонических движений земной коры и связанных друг с другом признаками генетического родства, т. е. обнаруживающих геохимические, петрохимические и минералогические особенности, указывающие на их происхождение из одного и того же магматического очага». Близким является определение Г. Д. Афанасьева, который в отличие от большинства геологов употребляет термин «магматический комплекс» и «магматическая формация» для обозначения только конкретных ассоциаций пород, отличающихся разным объемом. «Под магматическим комплексом понимается совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фацального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющих общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из одного магматического источника в процессе развития одного этапа тектоногенеза».

Магматическая же формация — это «ассоциация пород определенной фациальной принадлежности (эффузии, экструзии, интрузии, гипабиссальные интрузии), образовавшаяся в результате внедрения магмы в верхний структурный ярус; внедрения, отвечающего отдельной фазе дифференциации глубинного магматического очага» [Афанасьев, 1960].

Как можно видеть, во всех этих определениях в качестве основного ведущего признака принимаются такие представления (глубинные магматические очаги, отдельные фазы их дифференциации, родоначальные магмы и т. д.), которые являются сейчас и, вероятно, долго еще будут являться чистой гипотезой, хотя казалось бы, что в определении таких кардинальных для геологии понятий, как «магматический комплекс», «магматическая формация», не должно включаться ничего такого, что мы не можем непосредственно наблюдать и изучать, ибо в противном случае такие понятия теряют свою определенность и каждый исследователь будет вкладывать в них свое содержание, целиком зависящее от его теоретических воззрений и от того, какая из петрологических гипотез правится ему больше других. Правда, введение в определение магматических формаций или комплексов принципа общности магматического очага или единой исходной магмы, конечно, преследует прежде всего цель подчеркнуть известную общность происхождения и наличие парагенетических отношений между всеми породами комплекса или формации, т. е. самую основную особенность формаций, но все же такие формулировки могут повести к весьма нежелательным для науки результатам. Главное же — в них нет и необходимости, так как парагенетические отношения между породами устанавливаются достаточно надежно на основании критериев петрографического, стратиграфического, тектонического характера и обнаружение их не требует от геолога привлечения его субъективных представлений о гипотетических магматических очагах и о природе магм. Воспользоваться этими представлениями как инструментом для установления общности происхождения магматических пород какой-либо ассоциации он все равно не может в силу их часто умозрительного и априорного характера. Кроме того, и это самое главное, включение гипотетических допущений в определение комплекса или формации неизбежно будет создавать впечатление, что проблема природы глубинных магматических очагов и происхождения магм уже решена, хотя в действительности о том и другом, по существу, до сих пор мы ничего не знаем и делаем в этом отношении только более или менее остроумные догадки или создаем гипотезы, большей частью весьма шаткие.

Можно не останавливаться на многих других определениях интересующих нас понятий, частью более или менее удачных, частью неудачных, так как большинство из них — лишь варианты тех типичных определений, которые обсуждались выше. Наиболее точным и полным, с точки зрения автора, является приведенное выше определение геологической формации, принадлежащее Н. П. Хераскову, а так как магматические формации представляют собой только частный случай или особое проявление геологических формаций, то, следовательно, оно может быть полностью применено и для магматических формаций или, во всяком случае, положено в основу определения последних. Вместе с тем нельзя не считаться с большим своеобразием магматических образований, резко отличающихся от осадочных условиями образования, взаимоотношениями с окружающими породами и, в конечном счете, — происхождением слагающего их материала. Поэтому естественно, что магматические формации, существенно отличаясь от осадочных по многим своим особенностям, требуют и несколько особого подхода к их выделению и определению.

Прежде всего, они занимают своеобразное и как бы двойственное положение в общем ряду геологических формаций, причем может быть установлено как бы два рода взаимоотношений между ними. Именно — магматическая формация может быть или частным случаем, особым проявлением геологической формации, или же магматическая формация является только как бы частью последней.

Примером магматической формации первого рода могут служить все интрузивные формации (гипербазитовая, анортозитовая, батолитовых гранитов и т. д.), в составе которых осадочные породы если и присутствуют, то только в сильно измененном состоянии в виде ксенолитов, контактовых роговиков и т. д.

Магматические формации второго рода — это преимущественно эффузивные (спилит-кератофировые, диабазовые, андезит-дацитовые и т. д.), в которых собственно магматические образования всегда очень тесно ассоциируют с породами осадочного происхождения, образуя вместе с ними единые сложные по составу эффузивно-осадочные комплексы или формации, причем в этом последнем случае магматическая формация уже выступает в качестве как бы подформации сложной эффузивно-осадочной геологической формации. Нет спора, что такая двойственная систематическая позиция магматических компонентов эффузивно-осадочных формаций создает известные неудобства терминологического порядка, но они не так уж велики, так как никаких недоразумений в практике геологических исследований от этого произойти не может, причем выход может быть найден путем более дробного расчленения геологических формаций. Например, давно выделена в качестве особого формационного типа эффузивно-осадочная спилит-кератофировая формация. Геолога-тектониста выделение такой формации, видимо, вполне удовлетворяет. Но последние исследования показывают, что магматические компоненты эффузивно-осадочных формаций, которые обычно описываются как спилит-кератофировые, в одних случаях представлены диабазами, в других — спилитами, в третьих — кварцевыми кератофирами, и геолог-магматист вынужден различать эти случаи, выделяя такие ассоциации в качестве особых магматических формаций, причем, например, существенно кварц-кератофировые формации, оказывается, характеризуются и особой тектонической позицией.

Затем, важнейшим элементом определения геологической формации в формулировке Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова является констатация парагенетических отношений между породами, их слагающими, т. е. каждая формация характеризуется определенным набором, «сонахождением» тех или иных типов пород. Такие же парагенетические отношения, выражающиеся в наличии характерных для каждого формационного типа наборов пород, обнаруживаются и в магматических формациях, так что термин «парагенетические отношения» вполне уместен и в определении последних. Однако при исследовании конкретных магматических комплексов и выведении соответствующих им формационных типов мы должны всегда учитывать ту их особенность, что взаимоотношения между породами магматических комплексов всегда более близкие, чем взаимоотношения между породами осадочных формаций, причем в некоторых случаях можно говорить даже о наличии между ними генетических связей. Следовательно, термину «парагенезис» приходится давать несколько иное по сравнению с обычным толкование, не выходящее, впрочем, за пределы смысла этого слова παρά — возле, рядом; γένεσις — рождение, происхождение, которое обычно переводится как «сонахождение», но также

может быть (и более точно) переведено как «сопроисхождение».

Наконец, Н. П. Херасков, определяя понятие «геологическая формация», подчеркивает, что термин «формация» обычно употребляется в двух различных, но тесно связанных друг с другом смыслах — конкретном и абстрактном. Этого пояснения, вообще говоря, можно было бы и не давать, потому что по законам человеческого мышления любой конкретный предмет или явление и соответствующее ему обобщение — абстракция, как правило, обозначается одним и тем же словом.

Итак, мы должны прийти к выводу, что наиболее удачным определением понятия геологической формации является определение Н. П. Хераскова. Вместе с тем специфика магматических образований, многими особенностями и происхождением принципиально отличающихся от осадочных, а также существующие разногласия в определениях и терминологии заставляют несколько изменить определение Н. П. Хераскова, приспособив его к особенностям ассоциаций магматических пород и, кроме того, более четко разграничить понятия, отвечающие конкретным ассоциациям магматических пород, от обобщенных абстрактных понятий, отражающих основные особенности ряда тождественных или близких конкретных ассоциаций. В определении магматической формации следует обязательно подчеркнуть, что магматическая формация — это не только сообщество пород, но, кроме того, и (главным образом) геологические тела или группы тел, занимающих определенное положение во вмещающей их структуре. Таким образом, магматическая формация принадлежит к категории геологических понятий, а учение о формациях является, скорее, разделом тектоники, а не петрографии. Для обозначения конкретных магматических формаций лучше всего воспользоваться термином «магматический комплекс», который, правда, в применении только к интрузивным ассоциациям, был хорошо определен Ю. А. Билибиним и в настоящее время широко используется в советской геологической литературе; для обозначения же обобщенных, или типовых, ассоциаций имеется очень удачный термин Н. П. Хераскова — «формационный тип».

Магматический комплекс — конкретная, т. е. занимающая определенное место в пространстве и времени, ассоциация тех типов пород, которые принято называть магматическими (а также и сопутствующим им метаморфическими и рудными образованиями), тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, близких по возрасту и по геологической обстановке образования, находящей свое выражение, в частности, в характерном фаціальном его облике.

Каждый магматический комплекс характеризуется прежде всего определенным набором магматических пород, особенностями петрохимии и минерального состава, взаимоотношений с другими магматическими комплексами и осадочными формациями, отчасти внутренним строением и формами залегания, а также приуроченностью к тем или иным геологическим структурам. От других близких по возрасту магматических комплексов он всегда отделен некоторым перерывом. Могут быть выделены два типа комплексов, сложенных целиком или только частично магматическими породами: собственно магматические и смешанные, практически всегда эффузивно-осадочные.

Формационный тип — термин, отвечающий абстрактному понятию, в котором обобщены главные особенности, свойственные ряду тождественных или близких по составу конкретных магматических комплексов, которые могут иметь различный возраст и залегать в различных и зачастую удаленных друг от друга, но однотипных геологических

структурах. Формационные типы, следовательно, отличаются друг от друга прежде всего характерным набором пород, некоторыми особенностями их петрохимии и минерального состава, металлогенической специализацией и приуроченностью к определенным типам геологических структур. Выделение формационных типов необходимо для научного обобщения и систематизации фактов по конкретным ассоциациям магматических пород, а также для построения классификации этих ассоциаций.

Магматическая формация — наиболее общий термин, который может быть использован и для обозначения конкретных ассоциаций магматических пород — магматических комплексов, и для обозначения формационных типов. В том случае, если в определении этого слова указываются только особенности состава (гипербазитовая формация) — речь идет о формационном типе, в случае же указания на ее географическую или геологическую позицию (кембрийская гипербазитовая формация Тувы) — под таким наименованием подразумевается конкретный магматический комплекс.

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ВЫДЕЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ

Выделение конкретных магматических комплексов и определение их положения в структуре того или иного района должны быть первоочередной и важнейшей задачей для всякого геолога, ведущего геологическую съемку, а также занимающегося составлением металлогенических и прогнозных карт. Практика полевых геологических исследований показала, что при достаточно детальной работе в районах широкого развития магматических пород всегда удается расчленить последние, сгруппировав их в ряд эффузивных и интрузивных комплексов. При этом всегда обнаруживается, что самостоятельные комплексы отличаются друг от друга такими особенностями минералогии, петрографии и петрохимии, внутреннего строения и условий залегания, что распознавание их при достаточно тщательных полевых исследованиях, сопровождающихся целеустремленной обработкой полевых материалов, не составляет особого труда.

Основные принципы выделения конкретных магматических комплексов и формационных типов неоднократно обсуждались в печати [Фаворская, 1960а, б; Херасков, 1952; Вилибин, 1959; Кузнецов, 1958]. Выше было сформулировано определение понятий «магматический комплекс» (конкретная формация) и «формационный тип». Из этих определений следует, что важнейшими признаками каждого конкретного магматического комплекса, которыми следует руководствоваться при его выделении и определении принадлежности к тому или иному формационному типу, являются: 1) его состав в виде характерной парагенетической ассоциации магматических, контактовых, метасоматических пород и в том числе рудных и нерудных эндогенных месторождений; 2) геологическая обстановка образования, отражающаяся в фациальном облике комплекса; 3) возрастная близость всей этой парагенетической ассоциации; 4) связь с теми или иными геологическими структурами и в некоторых случаях — стадиями их развития. В каждом конкретном случае особого обсуждения всегда требует наиболее трудный вопрос об объеме и границах магматических комплексов (и соответственно формационных типов).

Практически каждый магматический комплекс представляет собой сложную ассоциацию многих типов пород. Но эти ассоциации не являются случайными. Конкретные магматические комплексы отличаются друг

от друга прежде всего характерным для каждого из них набором горных пород в определенных количественных отношениях между ними. В некоторых случаях самостоятельные комплексы могут иметь более или менее одинаковый качественный состав участвующих в их сложении магматических пород, но резко отличаться друг от друга количественными отношениями последних. Например, андезитовые комплексы обычно включают в свой состав базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты и липариты, но преобладают в них андезиты, в то время как липаритовые комплексы состоят преимущественно из кислых эффузивов и пирокластов, но в их составе могут участвовать также андезиты и даже базальты. На тех же основаниях выделяются гранитовые и гранодиоритовые комплексы; те и другие могут быть более или менее одинаковыми по набору пород и отличаться главным образом резким преобладанием биотитовых микроклиновых гранитов в первом случае и гранодиоритов, кварцевых диоритов и тоналитов — во втором. При этом необходимо подчеркнуть еще раз, что соображения генетического порядка в общем случае не должны учитываться при выделении комплексов или формационных типов, поскольку в них всегда имеются элементы гипотезы и, следовательно, чисто субъективного решения вопроса. Решающее слово должно быть за простым признаком парагенезиса ассоциации пород, единственно вполне объективным и точным. Это не значит, конечно, что генетические вопросы не должны рассматриваться учением о формациях. Наоборот, постановка их обязательна и целеустремленный сбор материалов, нужных для решения таких вопросов, необходим. Именно правильное и совершенно объективное выделение и определение состава и объема магматического комплекса может дать действительно ценные материалы для правильного понимания его генезиса.

Как известно, особенности состава магматических комплексов могут быть выражены не только петрографической, но и петрохимической их характеристикой. Мы увидим дальше, что очень многие комплексы, особенно эффузивные и эффузивно-интрузивные, именно те, разнообразие состава которых обусловлено в основном процессами дифференциации магмы, хорошо отличаются друг от друга характером вариационных линий, изображающих их состав, например, на диаграммах построенных по методу А. И. Заварицкого. Сопоставление последних со средними вариационными линиями, характеризующими петрохимические типы вулканогенных серий, установленные А. И. Заварицким [1950], является важным методом корреляции вулканогенных комплексов и определения их принадлежности к тому или иному формационному типу.

В некоторых случаях специфическая геологическая обстановка формирования того или иного магматического комплекса накладывает определенный отпечаток на особенности его минерального состава. Известно, что спилит-диабазовые комплексы отличаются широко развитыми явлениями альбитизации и хлоритизации, изменяющими весь их внешний облик и заставляющими выделять их в качестве особого формационного типа. Менее ярко это выражено в габброидных и габбро-плагiogранитовых формациях геосинклинального этапа развития подвижных зон, отличающихся широким развитием роговой обманки, которая здесь полностью или почти полностью заменяет клинопироксен, причем эта особенность минерального состава может служить важным признаком для отличия этой группы формаций от габбро-диорит-гранодиоритовых формаций орогенного этапа.

К числу особенностей состава тех или иных магматических комплексов, принадлежащих к различным формационным типам, следует отнести

и их металлогеническую характеристику. Вопрос этот далек от своего разрешения, но мы увидим дальше, что каждый формационный тип может быть охарактеризован с большей или меньшей точностью и с учетом его металлогенической специализации.

Конкретные магматические комплексы всегда представляют собой серию сближенных по возрасту геологических тел, причем в типичном случае время их образования отделено значительным перерывом, заполненным другими (немагматическими) событиями от времени образования других комплексов. В районах широкого распространения магматических образований нередко возникают значительные затруднения с правильным расчленением их на самостоятельные комплексы. Дело заключается в том, что в громадном большинстве случаев магматические комплексы являются многофазными, образованными либо серией последовательных инъекций (или излияний) магмы, либо последовательными волнами процессов магматического замещения; продукты последовательных фаз формирования эффузивных и интрузивных комплексов при этом, как правило, имеют различный состав, а тела, сложенные ими, могут пересекать друг друга. И вот, в том случае, если в таком районе присутствует одновременно несколько магматических комплексов, возникает опасность неправильного их расчленения, когда одни исследователи будут объединять различные комплексы в один крупный, другие, наоборот, очень дробно членить их, придавая отдельным фазам формирования единого комплекса значение самостоятельных комплексов. Например, в Кузнецком Алатау широко известен так называемый мартайгинский комплекс нижнепалеозойского возраста. До недавнего времени он описывался как сложный многофазный интрузивный комплекс, образованный последовательными интрузиями габбро, диоритов, гранодиоритов и гранитов. Более детальные исследования и, в частности, специальные структурные съемки заставили расчленить его по крайней мере на три самостоятельных интрузивных комплекса: 1) наиболее древний, образованный дайками и пластовыми интрузиями диабазов, диорит-диабазов и габбро, дислоцированный вместе с осадочными толщами; 2) более поздний — габбро-монцитит-сиенитовый, образующий воронкообразные интрузии центрального типа и 3) наиболее поздний, гранитоидный, образующий батолитовые тела очень пестрого состава с массой разнообразных гибридных пород, являющихся продуктами незавершенного магматического замещения более древних основных интрузий, эффузивов и карбонатных пород. В данном случае только очень детальные исследования стратиграфических взаимоотношений, а главное — анализ парагенезов интрузивных пород в сочетании с изучением внутреннего строения магматических тел дали возможность разобраться в очень сложной истории магматизма района.

По-видимому, только этот метод — исследование парагенетических ассоциаций магматических комплексов с анализом их тектонической позиции, внутренней структуры и выяснением способа образования магматических тел — может дать правильное решение вопроса.

Некоторую неопределенность при выделении самостоятельных магматических комплексов вносит также то обстоятельство, что нередко наблюдается смещение возраста, по существу, одного и того же или одинаковых магматических комплексов в соседних структурно-фациальных зонах.

Наконец, некоторые магматические комплексы оказываются развитыми на столь обширных площадях и время их образования настолько велико, что возникает совершенно естественное желание и даже потребность более детального их расчленения. Например, вся ассоциация си-

бирских траппов, в соответствии с принятым в этой книге определением, является единым магматическим комплексом или конкретной Сибирской трапповой формацией. Но этот комплекс только в пределах Сибирской платформы распространен на площади около 1,5 млн. км², причем формировался он очень длительное время. Естественно, что для таких условий трудно ожидать полного однообразия во всех его частях, так же как немислимым является и единый для всего комплекса магматический очаг. Поэтому естественно стремление к подразделению этого огромного и сложного комплекса, очень интересно реализованное М. Л. Лурье, В. Л. Масайтисом и Л. А. Полуниной [1962].

Распространение тех или иных магматических комплексов обычно ограничивается определенными тектоническими структурами. Некоторые из них приурочены к сводовым поднятиям на древних или молодых платформах, осложненных разломами на сводах или крыльях. Другие оказываются связанными со складчатыми областями, причем в пределах последних можно обнаружить достаточно определенный набор магматических формаций для эвгеосинклинальных структурно-фациальных зон (спилит-диабазовые, габбро-пироксенит-дунитовые, габбро-плагногранитовые, плагногранитовые), для геантиклинальных структур и структур орогенных стадий развития складчатых областей вообще (базальт-андезит-липаритовая и габбро-диорит-гранодиоритовая группы формаций, а также батолитовые гранитовые интрузии) и т. д. При этом многие магматические комплексы обнаруживают более или менее ярко выраженную связь с глубинными разломами. Особенно отчетливо эта связь обнаруживается для гипербазитовых комплексов, образующих линейные и часто весьма протяженные пояса, обычно располагающиеся по окраинам складчатой зоны. Вместе с тем — это необходимо особо подчеркнуть — связь тех или иных типов магматических формаций с определенными типами тектонических структур и этапами их развития может быть намечена только в самой общей форме, а исключений из этих общих закономерностей можно назвать очень много. Например, трапповые формации, которые всегда считались типично платформенными, в действительности выходят за пределы древних платформ, будучи широко распространены также в пределах молодых платформ (областей завершенной складчатости, по Ю. М. Шейнману) и даже в структурах типа эпикратонных геосинклиналей [Кузнецов, Косыгин, 1962]. Наоборот, гранитовые интрузии, вообще типичные для складчатых областей, широко распространены также в зонах активизации древних платформ. Андезитовые, трахиандезитовые и липаритовые формации, а также сопровождающие их субвулканические интрузии диоритов, монзонитов, сиенитов и гранитов также выходят нередко за пределы собственно складчатых областей. Они обыкновенны для срединных массивов и известны в ряде случаев на окраинах древних платформ (Алданский щит, восточная окраина Северо-Американской платформы, Китайская платформа). Вместе с тем, как мы увидим ниже, намечается определенная направленность планетарного масштаба в развитии магматического процесса и можно назвать ряд типов магматических формаций, которые являются специфичными только для какого-то определенного периода в развитии Земли и совсем не образовывались или появлялись только в небольших количествах в другие периоды. Характерно, например, массовое развитие чарнокитов в древнем архее, анортозитов и гранитов рапакиви на границе архея и протерозоя, трапповых формаций в триасе и юре, щелочных оливин-базальтовых формаций в кайнозое, причем последние в почти одинаковом выражении формировались в это время и на материках, и в океанических об-

ластях. Все эти отклонения даже от самых общих схем закономерностей размещения магматических комплексов, принадлежащих к разным формационным типам, в различных тектонических структурах, конечно, объясняются тем, что состав возникающих магм и даже внешние формы проявления магматизма не связаны непосредственно с самими прогибами, поднятиями или складчатостью, формы которых определяются в большей степени свойствами внешней оболочки Земли (коры). Но во многих случаях имеются достаточные основания подозревать связь всякого магматизма с более глубокими структурами типа глубинных разломов, причем весь магматизм, даже поверхностный, несомненно, является выражением тех процессов, которые идут внутри планеты, главным образом в ее мантии. Глубинные же разломы, как известно, часто совсем не проявляются в приповерхностных геологических структурах, могут пересекать складчатые зоны и уходить в жесткие платформенные блоки и т. д. Отсюда становятся понятными и все те многочисленные отклонения от общих схем закономерностей размещения магматических формаций в тектонических структурах и намечающаяся направленность (необратимость) магматических процессов, о которой только что говорилось и которая, конечно, обусловливается необратимой эволюцией (дифференциацией) вещества мантии и, может быть, даже ядра Земли.

Вопрос об объеме и границе конкретных магматических комплексов, который является одним из самых трудных в учении о формациях, должен решаться по-своему в каждом конкретном случае, и какие-либо общие рецепты для выделения магматических комплексов дать очень трудно.

Конкретные магматические комплексы почти никогда не бывают представлены единым геологическим телом. В громадном большинстве случаев магматический комплекс — это серия оближенных по возрасту тел, образовавшихся в известной последовательности и часто пересекающих друг друга, распространенных нередко на очень большой площади.

И эффузивные, и интрузивные комплексы практически всегда являются многофазными, т. е. формирование их идет в течение значительного промежутка времени, причем обычно наблюдается серия отдельных всплесков магматической деятельности, которые и принято называть фазами формирования. В эффузивных комплексах многофазность выражается многократными извержениями вулканов и вещественно проявляется чередованием в вертикальном разрезе покровов и потоков лав и игнимбритов, слоев туфов, брекчий, иногда чередующихся со слоями нормально-осадочных пород, накапливающихся в моменты временного замирания вулканической деятельности. По-видимому, в природе не встречается эффузивных комплексов, в составе которых отсутствуют и собственно интрузивные тела (в виде даек, кольцевых интрузий, а главным образом в виде силлов и лакколитов), причем эти малые субвулканические интрузии могут быть сложены породами эффузивного или же интрузивного облика, что определяется различными факторами. Эффузивные комплексы, как правило, залегают согласно внутри тех или иных осадочных формаций, но часто вулканогенные образования настолько тесно и закономерно ассоциируют с некоторыми типами осадочных пород, что возникает необходимость выделять подобные парагенезы в виде особых эффузивно-осадочных формаций или комплексов.

В интрузивных комплексах многофазность их формирования может выражаться последовательными интрузиями магм одинакового или меняющегося состава, причем продукты последовательных внедрений пересекают ранние образования и часто вступают с ними в сложное взаимодействие, выражающееся различными контактными процессами в виде

перекристаллизации, метасоматоза и ассимиляции с образованием экзо- и эндоконтактовых гибридных пород. В других случаях многофазность формирования интрузивного комплекса, чаще гранитоидного, может выражаться пульсационным продвижением вверх и в стороны фронта магмообразования, причем волны преобладающего метасоматоза и магматического замещения обычно сменяются волнами продвижения только что образованного расплава и т. д. В итоге могут возникнуть гранитоидные комплексы очень сложного состава со сложными и противоречивыми взаимоотношениями различных типов пород. В объем интрузивного комплекса, конечно, должны включаться и связанная с ними дайковая свита, и, в том числе, дайки «второго этапа» [Полквой, 1950]. Каждый магматический комплекс, вероятно, является продуктом особого магматического очага или ряда очагов, возникших в одинаковой обстановке и более или менее одновременно. Такое заключение, как мы увидим ниже, вытекает из анализа истории многих конкретных магматических комплексов и из принятой автором гипотезы вертикальной миграции (разрастания) магматических очагов. В соответствии с этой гипотезой в каждом самостоятельном магматическом комплексе могут быть обнаружены продукты последовательных фаз формирования, отвечающие зарождению, максимальному разрастанию и угасанию магматического очага. Но, конечно, эта гипотеза, как и всякая другая, хотя и должна учитываться и проверяться практической работой геолога и, вероятно, может даже помочь в деле индивидуализации и расчленения магматических комплексов, но ее, как и всякую другую гипотезу, а также и непосредственно из нее вытекающие также гипотетические обобщения не следует вводить в определение магматического комплекса.

Магматические комплексы, так же как и геологические формации вообще,— это всегда крупные геологические образования, разные части или компоненты которых могут возникнуть в весьма различных геологических обстановках. Следовательно, магматические комплексы практически всегда многофациальные. Сочетания фациальных типов ассоциаций магматических пород при этом могут быть очень разнообразными. Уже говорилось о том, что в сложении существенно эффузивных комплексов участвуют не только тела, образованные в обстановке покровной (подводной или наземной), туфовой, игнимбритовой фации, но и тела дайковой, жерловой, силлово-лакколитовой фаций и т. д. Интрузивные комплексы в целом могли быть образованы в обстановке различных глубин, что, конечно, накладывает свой отпечаток на особенности их состава, строения, характера контактового метаморфизма и т. д. Тектоническая обстановка, в которой идет образование того или иного интрузивного комплекса, конечно, также должна найти выражение в его фациальных особенностях, причем все эти внешние условия самым различным образом сочетаются со свойствами самих интрузивированных магматических масс. В общем случае в интрузивных комплексах всегда хорошо различаются: главная интрузивная фация, которая может быть подразделена на фацию ядра и краевые фации (в одних случаях — фации закалки, в других — гибридизации), а также дайковая фация, представленная дайками самого различного состава, обычно более поздними. Очень сложны и трудно выявляемы случаи, когда единый магматический комплекс проявлен и в эффузивной, и в собственно интрузивной фации.

Наиболее важен вопрос о пространственных и возрастных границах конкретных магматических комплексов. Эффузивные комплексы, хотя и имеют очень сложные границы с окружающими их осадочными толщами, выделяются сравнительно легко обычными геологическими методами.

Лишь в районах особенно длительного проявления эффузивного магматизма часто бывает трудно решить вопрос: имеем ли мы дело с одним очень крупным эффузивным комплексом или несколькими самостоятельными комплексами, накладывающимися друг на друга в разрезе или же распространенными в соседних структурно-фациальных зонах. Основным критерием, которым следует руководствоваться при этом, является наличие достаточно крупного возрастного перерыва в эффузивной деятельности, сочетающегося со значительным изменением состава продуктов извержений.

Значительно труднее определить границы интрузивных комплексов, которые практически всегда состоят из многочисленных изолированных тел со сложными и разнообразными очертаниями, размещающихся в чуждых им осадочных или метаморфических толщах. Особенности затруднения встают перед исследователем в том случае, когда на одной и той же площади оказываются два или несколько самостоятельных интрузивных комплексов. Критерий пересечения (и метаморфизма) одних магматических тел другими однозначно решить поставленный вопрос не может, так как такие взаимоотношения мы постоянно наблюдаем и между продуктами последовательных фаз формирования единого комплекса. В этих случаях правильное выделение интрузивных комплексов может быть произведено только после очень детального полевого и лабораторного изучения всех последовательно появляющихся в данном районе или данной структурно-фациальной зоне интрузивных тел, с учетом особенностей их состава, генезиса, фациального облика, тектонической обстановки формирования, отношения к тектоническим движениям и деформациям и т. д. Для решения поставленного вопроса часто приходится учитывать особенность акцессорных минералов и элементов-примесей в магматических породах, структурный анализ магматических тел, возрастные определения калий-аргоновым, свинцовым и другими методами и т. д.

Большие затруднения в определении пространственных границ и объемов магматических комплексов создает то обстоятельство, что все они без исключения были образованы магматическими массами (или растворами), родившимися на большой глубине, иногда за пределами коры — в мантии, и имели (или имеют сейчас) связь с этими большими глубинами. Следовательно, мы должны всегда считаться с возможностью наличия интрузивных эквивалентов эффузивных комплексов или с тем, что гипабиссальные интрузивы имеют глубинные — абиссальные — корни, а подземным продолжением гранитовых батолитов могут быть глубинные зоны мигматизации и т. д. Естественно, что в разных частях одного и того же района такой магматический комплекс может быть вскрыт эрозией на различную глубину и поэтому возникает опасность отнесения разных частей единого комплекса к различным комплексам, принадлежащим и к различным формационным типам. Однако не следует эти возможности и преувеличивать. Магмы, рождающиеся в глубинном очаге, в каждом конкретном случае должны обладать достаточно определенными свойствами — составом, температурой, вязкостью, химической активностью и т. д. Эти свойства таковы, что каждая порция магмы обязательно должна найти наиболее подходящее место для своего размещения или, точнее, для каждой порции магмы с ее свойствами должен существовать некоторый оптимальный уровень, выше которого она проникнуть не может, а ниже не задержится. В пользу этого предположения говорит наличие бескорневых плутонов различного состава, горизонтальные тела гранитов большого площадного распространения и небольшой мощности, залегающие в сложнодислоцированных толщах и т. д. Но все эти проблемы,

по существу, исследованию почти не подвергались, и их необходимо только поставить для будущих исследователей.

В ряде случаев магматические комплексы, принадлежащие к различным формационным типам, оказываются сосредоточенными в пределах одной и той же структурно-фациальной зоны и сближенными по возрасту, причем нередко они обнаруживают также и известную общность состава. Такие ассоциации уже не пород, а комплексов издавна обозначаются как «серии». Широко известны, например, офиолитовые серии магматических комплексов, характерные для складчатых областей с эвгеосинклинальным типом развития и представленные ассоциацией спилит-кератофировых, габброидных и гипербазитовых комплексов, причем иногда в состав офиолитовых серий включаются и плагиогранитовые интрузии. Под названием хунгарийской серии Э. П. Изохом [1962] описана своеобразная ассоциация интрузий разного состава, но близкого возраста (нижний мел), связанных с Центральным Сихотэ-Алинским структурным швом. Наиболее ранними членами этой серии являются интрузии гипербазитов, которые сменились сначала интрузиями амфиболизированных габбро, а потом крупными интрузиями биотитовых и двуслюдяных гранодиоритов и гранитов. Э. П. Изох высказывает предположение, что вся серия представляет собой продукт деятельности единого прогрессивно разрастающегося магматического очага, заложенного в мантии и к концу своей жизни переместившегося в осадочно-метаморфическую оболочку. Могут быть названы и другие менее ярко выраженные серии, например, состоящие из андезитовых и габбро-диорит-гранодиоритовых, липаритовых и гранитовых магматических комплексов и т. д.

Как сказано выше, магматические комплексы в громадном большинстве случаев являются многофазными образованиями, причем в одних случаях продукты последовательно развивающихся фаз формирования могут слагать самостоятельные тела, иногда даже пространственно изолированные друг от друга, в других — особенно в тех интрузивных комплексах, в образовании которых значительную роль играют процессы магматического замещения. — они оказываются сосредоточенными в одном и том же теле, и в этом случае между ними всегда обнаруживаются очень сложные взаимоотношения. Во многих случаях трудно бывает решить, имеем ли мы дело с продуктами тех или иных фаз формирования единого магматического комплекса или с рядом самостоятельных магматических комплексов, причем, вероятно, четких критериев для решения такого вопроса дать вообще нельзя. В качестве условного критерия, связанного с гипотезой вертикальной миграции магматических очагов, можно принять дайковую свиту, точнее дайки второго этапа, которые обычно свидетельствуют об угасании магматического очага и завершении формирования магматического комплекса. Однако этот критерий, вероятно, не универсален и требует проверки. История формирования магматических комплексов может быть очень сложной, например, многократноритмичной. Во всяком случае, описаны многофазные гранитоидные магматические комплексы, образованные последовательными внедрениями магм примерно одинакового состава, причем каждая фаза таких внедрений сопровождалась своей дайковой свитой [Bateman, 1961]. Субъективизм при решении подобных вопросов и выборе подходящего термина, вероятно, неизбежен.

По сравнению с принципами выделения магматических комплексов принципы выделения формационных типов должны быть уже несколько иными, поскольку само понятие «формационный тип» имеет несколько иное содержание и прежде всего относится к категории абстрактных по-

комплексы, сложенные в основном гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и т. д. Иногда же эти количественные отношения породных компонентов вообще изменчивы, поэтому не имеют принципиального значения. В этом случае в сложных названиях формаций перечисление определяющих прилагательных нередко дается в порядке нормальной последовательности формирования породного комплекса (пример — габбро-диорит-гранодиоритовая формация). При этом, надо сказать, очень часто наблюдается совпадение последовательности образования и количественной роли главных породных компонентов, по крайней мере в большинстве гранитоидных комплексов. В каждом формационном типе наряду с главными, определяющими типами пород, по которым дается название формационного типа, практически всегда присутствуют и другие породы, являющиеся необязательными или второстепенными компонентами формационного типа. Естественно, что названия их не отражаются в наименовании последнего.

Формационный тип, в принятом в этой книге содержании, является весьма значительным классификационным подразделением, пригодным главным образом для общего обзора всего разнообразия естественных ассоциаций магматических пород вообще или при анализе магматизма крупных структур земной коры.

Разработка научной классификации природных явлений или объектов всегда дело очень трудное, особенно в том случае, когда такая классификация создается впервые. На разных стадиях работы над темой автор опубликовал несколько вариантов классификаций, которые устарели и были отвергнуты одна за другой [Кузнецов, 1958, 1960а, б, 1961].

В настоящей работе принята следующая классификация магматических формаций.

Формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон

- А. Ряд эффузивных и эффузивно-интрузивных формаций. Спилит-кератофировая группа:
- 1 — спилит-диабазовая;
 - 2 — кварц-кератофировая.
- Б. Ряд интрузивных формаций. Габбро-плагиогранитовая группа:
- 1 — габбро-диорит-диабазовая;
 - 2 — габбро-пироксенит-дунитовая;
 - 3 — габбро-плагиогранитовая;
 - 4 — плагиогранитовая.
- В. Гипербазитовая формация.

Формации орогенных этапов развития подвижных зон, главным образом геоантиклинальные

- А. Ряд эффузивных формаций. Базальт-андезит-липаритовая группа:
- 1 — андезитовая;
 - 2 — трахиандезитовая;
 - 3 — липаритовая.
- Б. Ряд вулканогенных интрузивных формаций. Габбро-диорит-гранодиоритовая группа:
- 1 — габбро-диорит-гранодиоритовая;
 - 2 — габбро-монзонит-сиенитовая;
 - 3 — формация субвулканических гранитов.

В. Ряд батолитовых гранитоидных формаций:

- 1 — формация гранитовых батолитов;
- 2 — формация гранодиоритовых батолитов;
- 3 — формация гранитоидных батолитов «пестрого» состава.

Формации устойчивых областей

А. Ряд эффузивно-интрузивных (покровно-силловых) формаций:

- 1 — трапповая (толеит-базальтовая);
- 2 — щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая) континентов;
- 3 — щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая) океанов;
- 4 — щелочно-базальтоидная (нефелин-лейцит-базальтовая).

Б. Ряд формаций центральных интрузий и трубок взрыва:

- 1 — кимберлитовая;
- 2 — формация центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами;
- 3 — формация центральных интрузий агпайтовых нефелиновых сиенитов;
- 4 — формация гранитовых и габбро-гранитовых центральных интрузий.

Некоторые особые типы формаций щитов и ранних стадий развития древних платформ

А. Ряд мигматитовых формаций:

- 1 — формация мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов;
- 2 — формация мигматитов фации гиперстеновых гнейсов и связанных с ними чарнокитов.

Б. Ряд габбро-гранитовых формаций ранних этапов установления платформенного режима на древних платформах:

- 1 — формация дифференцированных габбровых и норитовых интрузий;
- 2 — формация рапакиви;
- 3 — формация анортозитов.

В классификации названо и в дальнейшем изложении описано 29 формационных типов, но это, конечно, далеко не предел. По мере исследования естественных ассоциаций магматических пород, несомненно, будут выявлены новые закономерности и соответственно выделены новые формационные типы, а сама классификация будет изменяться и совершенствоваться.

Необходимость в более подробной классификации типов магматических формаций особенно часто возникает при детальном исследовании районов длительного и массового магматизма. Например, Е. Н. Горецкой [1962] удалось выделить в палеозойских вулканогенных толщах Тянь-Шаня в числе других: 1) андезитовые, 2) базальт-андезитовые, 3) андезит-базальтовые, 4) липаритовые, 5) липарит-дацитовые и 6) липарит-андезитовые формации, которые по своему содержанию полностью отвечают в сумме двум формационным типам — андезитовому и липаритовому — принятой автором классификации. Впрочем, и в этой книге предусматриваются в отдельных случаях примерно такие же подробные классификационные подразделения, но уже не в качестве самостоятельных формационных типов, а в качестве дальнейшего подразделения основной классификационной единицы — магматической формации или формационного типа — на суб-

формации или подтипы. Только что указывалось, что андезитовый формационный тип может быть подразделен на базальт-андезитовый и андезит-дацитовый подтипы, отвечающие по своему содержанию некоторым реально существующим конкретным магматическим комплексам и т. д.

Близкие по составу магматические формации (формационные типы) в предлагаемой классификации объединяются в ряды или группы формаций. Следует подчеркнуть, что этим двум терминам здесь придается несколько различный смысл. Это не синонимы, хотя они и равны по объему. Ряд формаций — геологический термин, отвечающий некоторой совокупности конкретных формаций или комплексов (и, следовательно, формационных типов), сближенных в пространстве и времени и связанных друг с другом некоторой общностью условий образования и, в частности, общностью тектонической обстановки. Группа формаций — чисто петрографический термин, отражающий сближенность петрографического состава ряда. Таким образом, термин «ряд магматических формаций» в принятом здесь смысле примерно соответствует серии, но, пожалуй, несколько шире по объему, так как ряды формаций охватывают не только магматические комплексы, сближенные по возрасту и размещенные в одной структурно-фациальной зоне (вертикальные ряды), но и такие, которые, являясь более или менее одновременными, как бы заменяют друг друга в соседних структурно-фациальных зонах (латеральные ряды). Примером последнего случая может служить ряд батолитовых гранитоидных формаций, состав которых находится в явной зависимости от состава вмещающих пород и, следовательно, должен быть различным в различных структурно-фациальных зонах с разной историей и разным набором осадочных и эффузивно-осадочных формаций. Формационные типы (так же как и конкретные комплексы), принадлежащие к одному ряду, как правило, дают постепенные переходы друг к другому и отличаются в большинстве случаев скорее количественными отношениями участвующих в их сложении пород, чем качественным составом, причем и границы между ними большей частью совершенно условны.

Наконец, в предложенной классификации все типы и ряды магматических формаций распределены по четырем наиболее крупным ее подразделениям в соответствии с тектонической обстановкой их образования. Эти подразделения являются весьма укрупненными, однако, даже несмотря на эту их укрупненность, принятая группировка очень условна, поскольку в результате последних исследований вообще постепенно стирается прежняя резкая граница между геосинклиналями и платформами, устанавливается множественность типов развития геосинклинальных областей и отдельных прогибов и т. д. Соответственно в последнее время обнаружено так много «аномалий» в тектонической обстановке образования ряда формационных типов (наличие «платформенных» — трапповых и щелочно-ультраосновных формаций в складчатых областях и наоборот, «геосинклинальных» гранитовых, андезитовых и липаритовых формаций в зонах активизации платформ и т. д.), что другие схемы, в которых фиксировалась жесткая приуроченность тех или иных формационных типов не только к определенным типам тектонических структур, но и к определенным этапам их развития, оказываются сейчас совершенно непригодными.

Первое крупное подразделение классификации названо «Формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон». В это подразделение отнесены такие широко распространенные и хорошо известные ранние продукты магматизма подвижных зон, как спилит-диа-

базовые и кварц-кератофировые эффузивные, а также разнообразные габброидные, плагиогранитовые и гипербазитовые интрузивные формации. Все эти формации обычно тесно ассоциируют друг с другом и в большинстве случаев специфически приурочены к складчатым зонам с эвгеосинклинальным (или эпизевгеосинклинальным) типом развития. При этом часть формаций является доскладчатыми, частью же послескладчатыми, размещавшимися в уже значительно дислоцированных и консолидированных толщах. Таким образом, это подразделение является достаточно определенным и четко очерченным, хотя следует указать, что конкретные магматические комплексы, отвечающие по своему содержанию типам этого подразделения, могут встречаться и в других обстановках. Например, типичные гипербазиты обнаружены в складчатых структурах, которые никак не могут быть отнесены к структурам эвгеосинклинального типа (Енисейский край, Сихотэ-Алинь, геоантиклиналь Малого Кавказа), и даже в зонах активизации платформ; спилиты встречены в составе трапповой формации Сибирской платформы и т. д.

Еще более расплывчато тектоническое содержание следующего подразделения: «Формации орогенных этапов развития подвижных зон, главным образом геоантиклинальные». В большинстве своем магматические формации этого подразделения достаточно отчетливо связаны с окончательной сменой геосинклинальных условий — режимом устойчивых поднятий. В связи с этим эффузивы представлены преимущественно наземными фациями, а интрузивные комплексы всегда размещаются в консолидированных толщах и всегда являются послескладчатыми. Очень типична приуроченность этих формаций к эпохе общего замыкания геосинклиналей. Но они могут быть и значительно более ранними, появляясь, например, одновременно и рядом с подводными спилит-кератофировыми формациями, но в пределах ясно выраженных поднятий, оформившихся на фоне общего геосинклинального прогиба. Таким образом, магматические формации собственно геосинклинального этапа и магматические формации орогенного этапа могут по времени своего образования перекрывать друг друга, располагаясь при этом, конечно, в соседних структурно-фациальных зонах. С другой стороны, магматические формации этого подразделения очень часто выходят за пределы собственно геосинклинальных складчатых структур и широко распространены не только в пределах срединных массивов, но и на платформах, в том случае, если последние оказываются сильно разбитыми и испытали значительную активизацию (юго-восточная окраина Сибирской платформы и, особенно, Китайская платформа).

Под названием «устойчивые области» в этой работе объединяются все структуры земной коры, которые не включаются в понятие «подвижных зон». Это — древние и молодые платформы, а также океанические блоки. Такие различные с точки зрения тектониста и геофизика структуры объединены под одним названием, конечно, совершенно условно на том основании, что все они характеризуются одинаковым или почти одинаковым базальтовым или щелочно-базальтовым магматизмом. Как известно, последние исследования показывают, что толентовые базальты широко распространены не только на платформах, но и в составе ранних излияний островных вулканов океанических областей, а щелочно-базальтовый вулканизм кайнозоя проявляется почти одинаково и на материках, и в океанах. И если в классификации все же выделены в качестве самостоятельных щелочные оливин-базальтовые формации океанов и континентов, то это сделано главным образом в силу традиции и для того, чтобы показать их большое сходство и малые различия.

Четвертое подразделение является сборным и выделено не столько по тектоническому, сколько по возрастному признаку. В этом подразделении объединены некоторые особые типы магматических формаций, очень характерные для всех кристаллических щитов, а также для самых ранних стадий развития древних платформ. Сюда включены, с одной стороны, своеобразные формации, состоящие из неразрывно связанных метаморфических и магматических пород, представленных разнообразными мигматитами и анатектитами, в том числе чарнокитами, специфичных и весьма типичных для древнего архея в кристаллических щитах и фундаменте древних платформ и вне этих структур практически не встречающихся. С другой стороны, в этом подразделении фигурирует ряд габбро-гранитовых формаций ранних этапов установления платформенного режима на древних платформах. Оказывается, в истории развития Земли имела место особая эпоха, когда оформились первичные ядра древних платформ и накапливались наиболее древние (верхнеархейские или нижнепротерозойские) осадочные толщи платформенного типа, частью же похожие на молласы, сохранившие или почти сохранившие свое первоначальное залегание до наших дней. Эта эпоха была ознаменована массовым вулканизмом, давшим громадные объемы базальтовых и липаритовых лав, а также внедрением в полого залегающие толщи древнейшего платформенного чехла колоссальных по своим размерам, обычно сильно дифференцированных интрузий основного состава, сопровождавшихся образованием габбро, норитов, анортозитов, гранитов и близких к ним пород. В этот ряд объединены: формация дифференцированных габбровых и норитовых интрузий, формация рапакиви, формация анортозитов. Все эти формационные типы специфичны только для указанной эпохи в истории Земли.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СОБСТВЕННО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

Начальные этапы развития геосинклинальных областей в обычном случае (но не всегда) выражаются возникновением прогибов эвгеосинклинального типа, которые, как известно, характеризуются накоплением мощных толщ алевропелитового и грауваккового состава, яшм и кремнистых сланцев, а также мощными преимущественно подводными излияниями основных лав в сопровождении мелких гипабиссальных преимущественно пластовых интрузий. Эти лавы и интрузии почти всегда испытывают сильнейшее зеленокаменное изменение и образуют очень характерные диабазовые, спилитовые и кварц-кератофировые формации.

Первичные геосинклинальные прогибы по мере накопления осадочных и эффузивно-осадочных толщ дифференцируются. Возникают внутригеосинклинальные поднятия, названные М. М. Тетяевым и В. В. Белоусовым интрагеоантиклиналями. Геоморфологически они проявляются, вероятно, цепями островов (островных дуг). Если диабазовые и спилит-кератофировые формации характерны для собственно прогибов, то в зонах зарождающихся поднятий — геоантиклинальных зонах — появляются уже существенно иные, андезитовые, вулканогенные формации, форми-

рующиеся, кстати, и в иной, главным образом наземной, обстановке. Естественно, что такие андезито-дацитовые формации, хотя и образуются передко одновременно и рядом со спилит-кератофировыми и диабазовыми, все же представляют собой существенно более позднее образование, так как по мере общего замыкания геосинклинали и перехода к собственно геоантиклинальному режиму всегда наблюдается как бы постепенное вычленение спилит-кератофировых и диабазовых формаций андезитовыми. Примеры близко одновременного образования спилит-кератофировых и андезитовых формаций многочисленны (силур Среднего Урала, кембрий Тувы), но тем не менее, учитывая особенности состава и тектонической позиции, последние будут рассмотрены особо, в следующей главе.

Интересно, что наряду с типичными эвгеосинклинальными прогибами, характеризующимися массовым основным вулканизмом, иногда встречаются эффузивно-осадочные толщи несомненно геосинклинального характера, но отличающиеся массовым накоплением кислых лав, нередко при полном отсутствии или крайне ограниченном развитии основных. Такие прогибы, сопровождающиеся кислым вулканизмом, по-видимому, всегда закладываются на поверхности более древних геосинклинальных толщ, уже испытавших к этому времени складчатость и пронизанных интрузиями. По своей природе они почти всегда отвечают так называемым эпизевгеосинклиналям М. Кэя [1955].

Таким образом, намечается возможность разделения спилит-кератофировой ассоциации (серии) на два главных типа: 1) спилит-диабазовую формацию, дальнейшее подразделение которой нерационально, и 2) кварц-кератофировую формацию. Общими для них является то, что они всегда залегают в типично геосинклинальных толщах, испытывавших более или менее напряженную складчатость, образовались преимущественно в подводной обстановке и несут на себе более или менее ярко выраженные признаки зеленокаменного преобразования в виде хлоритизации стекла и части темноцветных минералов и альбитизации плагиоклаза с одновременным развитием массы карбонатов, эпидота и т. д. Эти формационные типы как бы заменяют друг друга в различных геосинклинальных областях, но вместе с тем могут давать постепенные переходы, образуя естественный ряд эффузивных формаций, специфичный для совершенно определенной геологической обстановки и издавна выделяемый под названием спилит-кератофировой серии.

Собственно геосинклинальные этапы развития подвижных областей почти всегда сопровождаются образованием интрузий преимущественно основного состава, причем многие исследователи подчеркивают то обстоятельство, что последние более или менее синхронны с эффузивами соответствующего состава и часто размещаются даже в толще последних. Вместе с тем такие интрузивные комплексы сравнительно редко являются прямыми эквивалентами синхронных или близких по возрасту эффузивных толщ и чаще оказываются более сложными по составу в результате дифференциации магмы на месте или (во многофазных интрузиях) в глубинном очаге, а также процесса ассимиляции и т. д. Большое разнообразие петрографического состава интрузивных комплексов, свойственных собственно геосинклинальным этапам развития подвижных зон, позволяет выделить соответственно и большое количество формационных типов. Главными из них являются: 1) габбро-диорит-диабазовая, 2) габбро-пироксенит-дунитовая, 3) габбро-плагиогранитовая, 4) плагиогранитовая формации.

В этом ряду все формационные типы также тесно связаны друг с другом постепенными переходами и частью как бы заменяют друг друга в

различных складчатых областях и разных структурно-фациальных зонах, а иногда сменяют друг друга во времени. При этом намечается такая закономерность.

Наиболее ранней в каждой эвгеосинклинальной зоне всегда является габбро-диорит-диабазовая формация, которая в большинстве случаев представляет собой просто интрузивную фацию спилитовых или диабазовых эффузивных формаций и, следовательно, не может существенно отличаться от последних и по возрасту.

Вероятно, позднее образуется габбро-пироксенит-дунитовая формация, связь которой с сингенетичными эффузивами обычно устанавливается с трудом или совсем не устанавливается. Габбро-плагногранитовая и плагногранитовая формации, отличающиеся количественными отношениями слагающих их основных и кислых пород, всегда являются наиболее поздними в этом ряду. Редко встречающаяся плагногранитовая формация может рассматриваться в качестве интрузивного эквивалента кварц-кератофировой формации.

Особое положение занимают интрузии гипербазитовой формации, которые, естественно, не обнаруживают ни генетической, ни временной связи с эффузивами; они появляются на разных этапах развития складчатых областей и отнюдь не приурочены обязательно к «начальному» этапу развития, как это предусмотрено схемой Ю. А. Билибина [1955] и его последователей.

В некоторых случаях гипербазитовые интрузии, действительно, тесно ассоциируют со спилит-кератофировыми формациями и даже оказываются близкими к ним по возрасту и доскладчатыми. В большинстве же случаев гипербазитовые тела контролируются крупными разломами регионального значения, секущими уже готовые складчатые структуры и, следовательно, они появляются значительно позже завершения вулканической деятельности собственно геосинклинального этапа. Например, главная масса гипербазитовых интрузий Урала имеет нижнедевонский и нижнекарбонный возраст, т. е. во времени они совпадают с эпохой замыкания каледонской геосинклинали; нижнекарбонные гипербазиты Восточного Урала непосредственно предшествуют крупным гранитным интрузиям батолитового типа. И если гипербазитовая формация рассмотрена все же именно в этой главе, то это сделано частью по традиции, частью потому, что гипербазиты, хотя и не всегда, но часто действительно специфичны для комплекса формаций собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон.

А. РЯД ЭФФУЗИВНЫХ И ЭФФУЗИВНО-ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ.

СПИЛИТ-КЕРАТОФИРОВАЯ ГРУППА

Большое своеобразие и широкое распространение спилит-кератофировых формаций послужило причиной того, что эта группа формаций была выделена одной из первых как закономерная ассоциация пород с характерной тектонической позицией под названием спилит-кератофировой серии. Это своеобразие спилит-кератофировых формаций привлекало к себе внимание многих исследователей. К настоящему времени накопилась обширная литература, освещающая их петрографические особенности и генезис. История развития представлений о спилит-кератофировых формациях хорошо описана в работах В. А. Заварицкого [1946], А. П. Лебе-

дева [1950], М. А. Гиляровой [1941], Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [1961].

В настоящее время появилась возможность и даже необходимость подразделения спилит-кератофировой серии на два самостоятельных формационных типа: 1) существенно спилит-диабазовый и 2) существенно кварц-кератофировый, отличающиеся различной ролью основных и кислых лав и субвулканических интрузивов. Первый тип характерен для прогибов эвгеосинклинального характера, второй распространен преимущественно в составе отложений геосинклиналей эпизевгеосинклинального типа. Впрочем, между этими двумя формационными типами возможны все переходы. Внутри спилит-диабазового формационного типа обнаруживается значительное разнообразие, на которое до сих пор как-то не обращалось должного внимания. Наряду с типичными спилитовыми и спилит-кератофировыми формациями, в которых основные породы обычно полностью альбитизированы, очень широко, и даже значительно шире, распространены «диабазовые» формации, в которых названный процесс проявлен слабо или не до конца. Отличия между этими формациями выступают как вполне существенные, но определяются они, видимо, целиком вторичными процессами, а не составом магмы и даже не геологической обстановкой накопления эффузивных толщ. В этой связи выделение особых, спилитового и диабазового, формационных типов не представляется сколько-нибудь рациональным, хотя конкретные существенно диабазовые и существенно спилитовые формации и имеются в природе. Очевидно, они являются только разновидностями спилит-диабазового типа формаций.

Спилит-кератофировая группа формаций — это сложный комплекс, представленный, с одной стороны, основными и кислыми лавами, изливавшимися в подводной обстановке, а с другой — субвулканическими преимущественно пластовыми интрузиями. Естественно, что подобная геологическая обстановка определяет ряд специфических особенностей пород и всей группы формаций в целом. Осадочные породы, вмещающие спилит-кератофировые формации, слагают кремнисто-глинистые и главным образом алевритовые толщ с прослоями кремнистых сланцев и радиолярных яшм. Карбонатные породы, особенно доломиты, являются редкостью; совсем не встречаются кварцевые песчаники, но граувакковые песчаники и конгломераты довольно обычны. Собственно вулканогенные образования или переслаиваются с нормальными осадочными породами, или слагают мощные, иногда многокилометровые, толщ. Типичными эффузивными породами спилит-кератофировой группы формаций являются диабазы, спилиты, спилитовые и диабазовые порфириты, а также кератофиры (альбитофиры) и кварцевые кератофиры (кварцевые альбитофиры), которые в разных формационных типах имеют различное распространение. Сопутствующие эффузивам интрузивные породы пластовых залежек и силлов обычно представлены диабазами, габбро, габбро-диабазами, диорит-диабазами, редко кварцевыми олигоклазитами, альбититами, кварцевыми альбитит-порфирами и т. д. Для всех этих пород характерны более или менее полная альбитизация полевых шпатов, широкое распространение хлорита в основной массе и нередко исключительная свежесть пироксенов и амфиболов. В химизме пород спилит-кератофировых формаций это находит выражение в повышенном содержании Na_2O и пониженном — K_2O и полевошпатовой извести. Кроме того, обычно замечается повышение содержания Fe_2O_3 и FeO и понижение MgO по сравнению с нормальными типами пород ряда базальт — андезит — риолит.

По вопросу о природе альбитизации имеются существенные разногласия. Большинство исследователей связывают ее с автометаморфическими

процессами, полагая, что натрий, необходимый для альбитизации, попадает в остаточные автометаморфические растворы, по мнению одних, из окружающей среды (морской воды), а по мнению других — непосредственно из самой магмы в результате его накопления в остаточных растворах — конечных продуктах магматической кристаллизации. Наряду с этим существуют и другие представления о наложенной метаморфической или регионально-метасоматической природе зеленокаменного переорождения эффузивных толщ, преобразующего основные лавы в спилиты и диабазы, а кислые — в кварцевые кератофиры.

Весьма характерно для спилит-кератофировой группы формаций широкое развитие шаровых лав, которые, по-видимому, могут возникать только в подводной обстановке. Степень раскристаллизации магматических пород может быть очень различной, но в общем она меньше, чем в соответствующего состава эффузивах наземных фаций, что определяется значительно большей теплопроводностью воды по сравнению с воздухом. В спилит-кератофировых формациях поэтому очень широко распространены афанитовые и афировые структурные типы, хотя наряду с ними могут встречаться и хорошо раскристаллизованные, даже средне- и крупнозернистые породы, особенно в интрузивных залежах, часто присутствующих в собственно вулканогенных образованиях.

Достаточно широко развиты в составе спилит-кератофировых формаций пирокласты различного состава, но главным образом кислые агломераты, туфы и туффиты.

Большинство исследователей полагают, что ряд пород, включающий диабазы, спилиты, спилитовые и диабазовые порфириды, кератофиры и кварцевые кератофиры, соответствует нормальному ряду базальт — андезит — дацит — риолит и отличается от типичных представителей последнего лишь интенсивной постмагматической переработкой. Однако такой вывод вряд ли является правильным, ибо количественные соотношения основных, средних и кислых пород в громадном большинстве спилит-кератофировых (как существенно спилитовых и диабазовых, так и существенно кварц-кератофировых) формаций совершенно иные, чем в типичных андезит-дацитовых формациях. Конечно, эти количественные отношения в отдельных копкретных случаях могут очень сильно меняться. Например, рифейская и нижнекембрийская диабазовые формации Горного Алтая характеризуются основным составом лав. На Урале и в Мугоджарах в спилит-кератофировой формации силура, а также в юрской диабазовой формации Центрального Кавказа преобладают основные лавы, но и кислые нередки. В среднедевонских кварц-кератофировых формациях Рудного и Западного Алтая резко преобладают кислые породы при совершенно подчиненной роли основных, а в некоторых районах основные лавы отсутствуют совершенно. Юрская спилит-кератофировая формация Карадага (Крым) служит редким примером формаций с преобладанием лав среднего состава. Но следует подчеркнуть, что в громадном большинстве спилит-кератофировых формаций господствующими типами пород являются, с одной стороны, спилиты и диабазы, а с другой — кератофиры и кварцевые кератофиры при относительно незначительном развитии эффузивов среднего андезитового состава. В этом отношении они сильно отличаются от андезит-дацитовых формаций, в которых преобладают именно средние типы пород.

Характер рудоносности, связанной с этой группой формаций, также специфичен, хотя следует отметить, что вопросы генетических связей месторождений полезных ископаемых с существенно эффузивными комплексами всегда дискуссионны.

Достаточно ясной и специфической является пространственная и генетическая связь эффузивно-осадочных месторождений железа и марганца со спилит-кератофировыми формациями.

Давно установлена пространственная связь рассеянного золотого оруденения и золотоносных россыпей с областями распространения зеленокаменных существенно эффузивных толщ. Но, видимо, в данном случае собственно золотоносными оказываются диабазовые, габбро-диабазовые, диорит-диабазовые гипабиссальные интрузии, сопровождающие спилит-кератофировые эффузивные формации и генетически с ними связанные.

Высказывалось мнение о генетических связях уральских медных и рудноалтайских полиметаллических месторождений с эффузивами спилит-кератофировых формаций. Однако и в этом случае правильнее говорить только об общности магматического очага для спилит-кератофировых формаций и связанных с ними субвулканических интрузий и рудных месторождений.

СПИЛИТ-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Приведенная выше общая характеристика группы спилит-кератофировых формаций полностью относится и к данному формационному типу, который наиболее распространен и хорошо изучен.

Особенностью его, как это видно из названия, является количественное преобладание основных (спилитовых и диабазовых) лав над кислыми (кератофировыми и кварц-кератофировыми), причем последние могут отсутствовать вообще. В геологической литературе для таких ассоциаций издавна применяется название «спилит-кератофировая серия» или «формация», но это название применяется и для ассоциаций с преобладанием основных лав и для ассоциаций, состоящих главным образом из кварцевых кератофиров. Сейчас возникла необходимость выделения тех и других в качестве самостоятельных формационных типов, поскольку они существенно отличаются не только составом, но и геологической позицией, будучи связаны в своем распространении с геосинклинальными прогибами различного типа. Поэтому в данной работе для обозначения ассоциаций с преобладанием спилитов и диабазов и с подчиненной ролью или вообще совсем без кислых лав принято название «спилит-диабазовая» формация; только при описании конкретных магматических комплексов в качестве примеров сохранено то название, под которым эти комплексы описаны в литературе. Затем следует обратить внимание и на то обстоятельство, что в зависимости от направления и интенсивности постмагматических процессов, а скорее всего — в зависимости от особенностей существования формации в «постгеосинклинальный» период жизни подвижной зоны (характера и напряженности ее деформации, степени проницаемости для растворов глубинного происхождения и т. д.), описываемая формация может быть проявлена в двух разновидностях *, в которых основные лавы в одном случае представлены преимущественно спилитами и в другом — диабазами. Следует отметить, что диабазовые эффузивные формации распространены очень широко, вероятно, значительно шире спилитовых. Однако без тщательного петрографического и петрохимического их исследования они обычно определяются и описываются как спилитовые формации. Так, например, было с зеленокаменными эффузивными толщами рифея и нижнего кембрия Горного Алтая, которые в сводных работах по

* Эти разновидности нельзя называть субформациями, поскольку отличия определяются только степенью интенсивности наложенных процессов.

геологии этой области всегда фигурировали в качестве спилит-кератофировых формаций, но при более детальном исследовании оказались чисто диабазовыми, практически совсем не содержащими настоящих спилитовых пород.

Спилит-диабазовые формации очень широко развиты и являются по существу неперменным компонентом эвгеосинклинальных толщ самого различного возраста, начиная от протерозоя и кончая третичным временем. Будучи продуктами наиболее ранних проявлений магматической деятельности в каждой конкретной подвижной зоне, вовлеченными в складчатость вместе с вмещающими осадочными толщами, они всегда оказываются сильно измененными. Очень характерно их зеленокаменное преобразование, близкое к пропилитизации, а иногда даже метаморфизм в обстановке фации зеленых сланцев.

Спилит-кератофировая формация окрестностей месторождения Бявы на Урале, детально изученная и описанная В. А. Заварицким [1946], имеет в основном силурийский возраст и залегает на отложениях ордовика с угловым несогласием. В верхних горизонтах формации имеется фауна пижнего девона, но осадочная толща верхнего девона перекрывает ее несогласно. Таким образом, формирование спилит-кератофировой формации охватывает более чем один геологический период. Формация складывается в основном вулканогенными породами — основными и кислыми эффузивами, но содержит многочисленные прослои кремнистых сланцев и радиоляриевых яшм, иногда с известняками. Основные (спилиты) размещаются внизу толщи; кислые (кератофиры) образуют верхние ее горизонты; иногда между спилитами и кератофирами встречаются породы среднего состава. Впрочем, в ряде мест прослои туфов и агломератов кератофирового состава залегают среди спилитов, а некоторые потоки спилитов — выше кератофиров. Таким образом, чередование излияний основных и кислых лав несомненно.

Типичная форма залегания спилитов — потоки шаровых лав, реже покровы и потоки однородных лав, а также неки и дайки. Кератофиры залегают в виде потоков и очень часто образуют дайки.

Шаровые лавы состоят из обособленных эллипсоидальных подушек. Промежутков между подушками обычно не бывает, но иногда между подушками находится туфовый материал или причудливо смятые кремнистые сланцы. Периферия подушек всегда хуже раскристаллизована и здесь больше миндалин, чем в центре. Отдельные покровы сложены целиком таким подушечным материалом; между отдельными покровами передки прослои черных кремнистых сланцев или красных яшм. Для кислых пород весьма типичны агломераты (туфобрекчии), распространенные, пожалуй, шире, чем лавы.

Среди основных пород встречаются как настоящие спилиты, характеризующиеся присутствием полностью альбитизированного плагиоклаза, так и обычные диабазы и другие эффузивные породы базальтового состава. Вторичность альбита в них устанавливается совершенно отчетливо по их неполностью альбитизированным разностям (рис. 1). Степень раскристаллизации и структура, естественно, очень различны. Среднезернистые и мелкозернистые диабазы обладают обычно толеитовой структурой. Собственно спилиты имеют гналоофитовую структуру и содержат больше хлоритизированного стекла. Еще хуже раскристаллизованы вариолиты. Главными минералами диабазов и спилитов являются плагиоклаз, представленный как альбитом, так и первичным основным плагиоклазом, и буроватый авгит или пижонит; иногда наблюдаются псевдоморфозы по оливину, состоящие из карбоната и хлорит-серпентинового

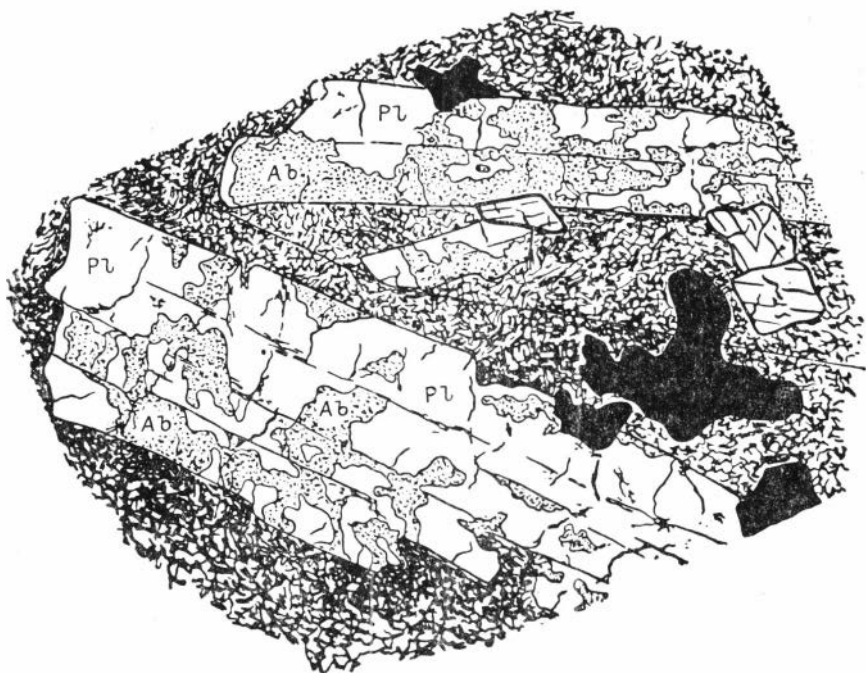


Рис. 1. Плагиоклаз (Pl), полностью замещенный альбитом (Ab) в мелкозернистых диабазах, окрестности Блявинского месторождения [По Заварицкому, 1946].

вещества. Магнетит присутствует в виде крупных зерен, а также в виде тонкозернистой разновидности. Последняя совместно с хлоритом развивается по стеклу мезостазиса. Вторичные минералы, кроме хлорита, встречаются в небольшом количестве. Наиболее обычны пренит, цоизит, эпидот, кварц, кальцит, актинолит и гидроокислы железа. Под названием спилитовых порфиров описаны породы промежуточного между спилитом и кератофирами состава, соответствующие андезитам. Эти породы обычно обладают порфировой структурой и содержат в качестве порфировых выделений альбитизированный плагиоклаз и диопсидовый пироксен. Основная масса пилотакситовая или гналопилитовая. Нередка миндалекаменная текстура. Роговообманковые порфиры — еще более кислые породы, отвечающие дацитам. Для них характерно отсутствие или слабое проявление альбитизации в зонарных плагиоклазах порфировых выделений.

Кератофиры или альбитофиры — это наиболее кислые породы рассматриваемой формации, соответствующие риолитам и кварцевым порфирам. В качестве порфировых выделений в них обычен альбит, иногда калиевый полевой шпат, в некоторых типах кварц и немного темноцветных минералов, псевдоморфно замещенных хлоритом. Основная масса в одних типах пилотакситовая, микропиклитовая, «фельзитопелитовая», в других фельзитовая и сферолитовая. Вторичные минералы представлены халцедоном и кварцем, редко кальцитом и хлоритом.

В табл. 1 приведены химические анализы пород спилит-кератофировой формации Блявы, по В. А. Заварицкому [1946].

Подчеркивая ряд особенностей, выражающихся главным образом в повышенном содержании натрия и пониженном содержании кальция,

Т а б л и ц а 1

Химический состав пород спилито-кератофировой формации района Блявы [по Заварицкому, 1946]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	48,98	49,51	45,71	46,36	52,46	57,70	55,44	69,08	68,94	75,26	76,45	76,72	77,20
TiO ₂	1,80	1,90	0,87	1,30	0,94	0,29	0,95	0,40	0,45	0,30	0,30	0,26	0,22
Al ₂ O ₃	15,14	15,14	16,82	15,23	15,33	16,01	18,21	14,55	13,35	13,15	10,71	12,68	12,64
Fe ₂ O ₃	4,12	2,49	4,14	3,56	4,09	2,49	9,45	1,12	3,17	1,69	2,34	1,25	1,92
FeO	7,57	8,14	6,36	6,62	6,13	3,90	1,44	2,27	1,43	0,86	1,45	0,43	0,28
MnO	0,23	0,18	0,19	0,20	0,18	0,08	0,16	0,08	0,06	0,07	0,06	0,02	—
MgO	6,64	5,62	5,21	6,76	4,69	5,65	1,67	0,75	1,47	0,53	1,18	0,49	0,04
CaO	8,36	6,34	11,88	8,00	5,98	6,85	3,60	3,16	1,11	0,50	0,42	0,32	0,12
Na ₂ O	1,88	5,26	2,37	3,32	5,62	4,44	6,62	5,00	5,64	6,18	5,24	6,58	5,81
K ₂ O	0,22	0,27	0,35	1,74	0,19	0,47	0,25	1,96	1,19	0,20	0,24	0,26	1,0
H ₂ O ⁺	3,18	2,95	3,70	2,57	3,81	3,26	2,04	1,10	1,85	0,98	1,28	0,29	0,24
H ₂ O ⁻	1,82	0,98	2,36	0,58	0,81	0,66	0,49	0,20	0,90	0,52	0,57	0,90	0,40
С у м м а . . .	99,94	100,18	99,96	96,24	100,23	101,80	100,32	99,67	99,56	100,24	100,24	100,20	99,87

П р и м е ч а н и е. 1 — среднезернистый диабаз с лабрадором; 2 — спилит с гналоофитовой структурой; 3 — микролитовая разновидность спилита; 4 — среднезернистый диабаз; 5 — микролитовый спилит; 6 — варнолит; 7 — спилитовый порфирит; 8 — роговообманковый порфирит; 9 — кератофир с микропиклитовой основной массой; 10 — кварцевый кератофир со сферолитовой основной массой; 11 — кератофир со сферолитовой основной массой; 12 — кератофир с пилотакситовой основной массой; 13 — кварцевый кератофир с фельзитовой основной массой. В анализе 2 в сумму включены также потери при прокаливании (1,06 %), P₂O₅ (0,28 %) и S (0,06 %).

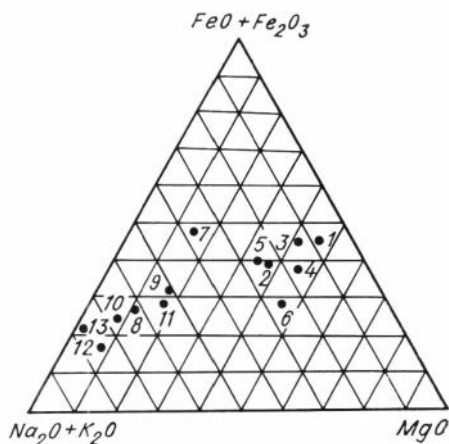
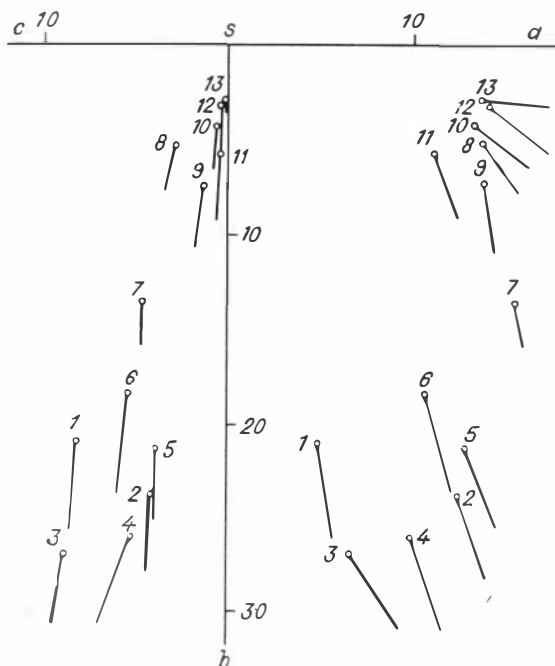


Рис. 2. Диаграмма химических составов пород спилито-кератофировой формации района Блявы.

Рис. 3. Дифференциация в спилито-кератофировой формации района Блявы.

калия и магния по сравнению с соответственного состава породами нормального щелочно-земельного ряда, В. А. Заварицкий [1946, с. 63] вместе с тем обращает внимание на то, что «спилиты и кератофиры образуют непрерывный ряд пород, аналогичный нормальному риолит-базальтовому ряду». Однако, что касается пород Блявы, то на диаграммах (рис. 2, 3) хорошо видно, что спилиты, с одной стороны, и кератофиры со спилитовыми порфиридами, с другой, образуют обособленные группы точек и непрерывных переходов между основными и кислыми породами здесь, по-видимому, нет. На этих же диаграммах можно видеть, что направление дифференциации в породах Блявы резко отличается от направления дифференциации в трапных формациях, в частности отсутствует накопление железа на ранних стадиях кристаллизации.

Юрская спилит-кератофировая формация Центрального Кавказа интересна в том отношении, что здесь подводные и наземные излияния сопровождалась формированием многочисленных гипабиссальных интрузий той же магмы. Такая ассоциация эффузивов и гипабиссальных интрузивов, видимо, вообще является обычной, но не всегда удается точно установить фациальную природу магматических тел, и в большинстве случаев гипабиссальные интрузивные образования описываются в качестве эффузивов.

По данным А. П. Лебедева [1950], первая наиболее ранняя стадия вулканического цикла выражена образованием серии спилитовых покровов, принадлежащих к типу подводных эффузий, и тесно с ними связанных пластовых интрузий диабазов и близких к ним пород. Намечается ряд последовательных фаз внедрения, следовавших одна за другой без значительных перерывов во времени, вероятно, в форме общего длительного процесса, протекавшего параллельно с отложением геосинклинальной серии осадков в период среднего лейаса.

Следующая, несколько более поздняя, фаза вулканической деятельности проявилась с наибольшей интенсивностью в конце среднего и в начале верхнего лейаса преимущественно в форме мощных субаэральных извержений кератофиров и альбитофиров, приуроченных к областям поднятий и к периферическим частям геосинклинальной зоны.

После длительного периода затишья (верхний лейас, доггер) вулканическая деятельность возобновилась в связи с предкелловейской фазой складчатости в образовании мелких синорогенных интрузий основной магмы. Породы этих интрузий (диабазы) чрезвычайно близки по своему составу соответствующим породам начальных стадий вулканического цикла.

Породы спилитовой (подводно-эффузивной) фации образуют многочисленные тонкие покровы в толще аргиллитов и аспидных сланцев среднего лейаса. В большинстве случаев они обладают характерным шаровым или подушечным сложением, причем типичные пирокласты (туфы и туфобрекчии) среди них практически отсутствуют. Лавы представлены характерным комплексом пород: спилитами, порфиритами, мандельштейнами, витрофирами, диабазами. Наряду с образованиями собственно подводной фации широко распространены породы субинтрузивной фации, главным образом диабазы, лейкодиабазы, витрофиры, в меньшей степени порфириты и мандельштейны. Они образуют пластовые инъекции незначительной мощности, по-видимому, внедрявшиеся в неуплотненные осадки морского дна. Об этом говорят: признаки контактового воздействия на породы кровли, отсутствие или редкое и неотчетливое развитие шаровой отдельности, признаки тесного перемешивания с илистым материалом морского дна как в подошве, так и в кровле пластов с образованием линз, прослоев, апофиз глинистого и песчанистого вещества, своеобразных «грязевых брекчий» и т. п.

Продукты последней фазы магматической деятельности образуют многочисленные силлы и дайки, пространственно тесно связанные с областью развития собственно спилитовой серии, но широко развитые также и среди более древних, чем юрские, осадочных и метаморфических толщ. Они сложены преимущественно авгитовыми и актинолитовыми диабазами. Иногда среди них наблюдаются тела перидотитов и серпентинитов. В соответствии с более глубинными условиями формирования породы, слагающие эти гипабиссальные интрузии, лучше раскристаллизованы, нередко с образованием структур настоящих габброидных типов.

Среди всех этих продуктов дифференциации основной магмы наиболее распространены различные модификации диабазов, варьирующие главным образом по характеру микроструктуры (крупности зерна, по соотношениям между темными и светлыми минералами и т. п.), но очень однообразные по качественному минералогическому составу. В тесной связи с диабазами находятся лейкократовые и крупнозернистые их разновидности — диабазовые пегматиты и лейкодиабазы. Подчиненно развиты спилиты, плагиоклазовые порфириты, мандельштейны и их пирокластические эквиваленты. Еще менее распространены витрофиры и вариолиты. Все эти породы состоят в основном из плагиоклаза, моноклинного пироксена и хлорита, в некоторых случаях также актинолита. Остальные минералы — апатит, ортоклаз, микропегматит, серпентин, пренит, рудные и другие — присутствуют в резко подчиненном количестве. Плагиоклаз обычно представлен альбитом в сопровождении соссорита, пренита, кальцита. В редких случаях удается наблюдать реликты более основного плагиоклаза (андезин) в виде включений в альбите. Калинатровый полевой шпат встречается очень редко в виде самостоятельных мелких кристал-

лов или каемок вокруг зерен плагиоклаза, а также входит в состав гранофира крупнозернистых диабазовых пегматитов. Моноклинный пироксен представлен почти исключительно фиолетовым титанавгитом с хорошо проявленным зональным строением. Характерно отсутствие оливина и ромбического пироксена. В некоторых типах наблюдалась базальтическая роговая обманка, а также щелочная роговая обманка арфведсонитового облика. Актинолит местами достигает значительного развития и вытесняет пироксен и хлорит. Последний распространен очень широко. Явления актинолитизации пироксена, альбитизации, сосюритизации и пренитизации плагиоклаза А. П. Лебедев связывает с автометаморфическим процессом. Более поздняя и низкотемпературная стадия автметаморфизма сопровождается массовым развитием хлорита (главным образом за счет стекла), а также серицитизацией и цеолитизацией.

Альбитофиры и кератофиры проявляются преимущественно в субаэральной эффузивной фации и имеют предположительно верхнелейасовый возраст. Характерно широкое развитие разнообразных пирокластических продуктов альбитофирового и кератофирового состава, в основном туфобрекчий, в меньшей степени туфов. Мощность отдельных лавовых потоков не превышает 5—8 м, редко достигает 10—15 м и более. Прослои пирокластического материала обычно бывают более мощными. Неравномерное площадное распределение и изменчивость разрезов вулканогенных отложений в разных районах заставляют вулканические аппараты, извергавшие кислые лавы и пирокласты, отнести к центральному типу. Вулканы располагались в прибрежной зоне, судя по наличию в основании вулканогенной толщи прослоев конгломератов, глинистых сланцев и песчаников. В тех же районах развития альбитофировых и кератофировых излияний встречаются гипабиссальные интрузивы в виде мелких лакколитов, даек, жерловин, слесженных альбитсфирмами и кератофирмами, раскристаллизованными несколько лучше по сравнению с породами эффузивной фации.

Петрографический состав кислых вулканогенных (эффузивных и интрузивных) пород достаточно однообразен. Среди них отчетливо выделяются два типа: кератсфирмы и альбитофиры [Лебедев, 1950, с. 133]. Кератофиры содержат в порфировых выделениях преимущественно каликатровый полевой шпат, в котором альбит или находится в антипертитовом сростании с ортоклазом, или образует каемки вокруг зерен последнего. Наряду с каликатровым полевым шпатом в порфировых выделениях присутствуют амфибол и пироксен, псевдоморфно замещенные хлоритом, и иногда кварц. Альбитофиры характеризуются преимущественным развитием выделений альбита и диссоциированного амфибола, спорадически кварца. По химическому составу они соответствуют андезито-дацитам. Основная масса в обоих типах одинаковая — трахитоидная, микроаплитовая, фельзитовая.

Пирокластические образования, связанные с кератофировыми и альбитофировыми излияниями, распространены очень широко и представлены туфами, микробрекчиями, туфобрекчиями, являющимися нагромождениями туфовых обломков в туфовом же цементе, а также агломератами, состоящими из угловатых обломков альбитсфировых лав, погруженных в туфовый цемент.

Химизм юрской спилит-кератофировой формации Центрального Кавказа (см. табл. 2, рис. 4) во многом аналогичен химизму пород Блявы. Существенное отличие заключается в значительно меньшей степени альбитизации основного плагиоклаза. Вместе с тем здесь еще больше заметен разрыв между основными и кислыми представителями формации, что на-

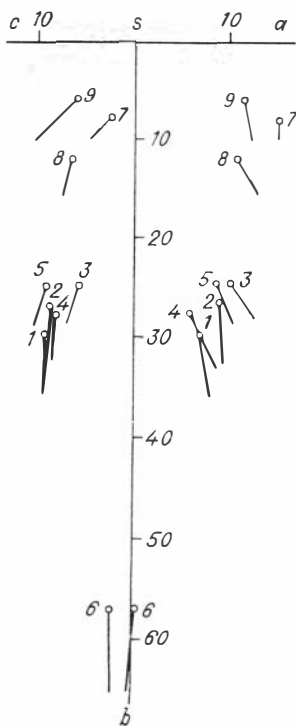


Рис. 4. Диаграмма химических составов пород юрской спилито-кератофировой формации Центрального Кавказа.

водит на мысль о каких-то особых условиях возникновения кислых и основных расплавов.

Горно-Алтайские диабазовые формации рифея и кембрия. Геосинклинальные толщи в Горном Алтае отличаются широким развитием не спилитовых, а существенно диабазовых эффузивно-интрузивных комплексов, образование которых в этой области повторялось с большими перерывами трижды.

Древнейший комплекс ассоциирует с верхней частью серии морских осадков верхнего докембрия, с которыми вулканические породы переслаиваются, а вверху образуют существенно вулканогенную толщу мощностью до 3500 м (манжерокская свита). В последней, кроме подводных, местами появляются наземные покровы лав. Облик и состав вулканических пород комплекса в общем довольно однообразен. Лавы имеют базальтовый состав, сопровождаются иногда пирокластическим материалом, а чаще — граувакковыми отложениями, сложенными переметыми обломками эффузивов. Среди струк-

турных разновидностей лав резко преобладают миндалекаменные афириты, пироксеновые и плагиоклазовые микропорфириты с микродиабазовой и гиалопилитовой основной массой. Первичная форма залегания лав — отчетливая покровная с мощностью отдельных покровов до нескольких десятков метров. Нередко подушечное строение покровов. Субвулканические тела представлены дайками и силлами диабаз-порфиритов, диабазов, габбро-диабазов. Современный облик вулканических пород, как правило, типично зеленокаменный; реликтовые первичные минералы (авгит, магнетит, гематит, крайне редко оливин) сохранились слабо; плагиоклазы всегда деанортитизированы, вплоть до полного замещения альбитом, особенно в микролитах основной массы. Широко распространены поствагматические хлорит, кальцит, альбит, эпидот, лейкоксен, актинолит, реже пренит и др.

В восточной полосе Горного Алтая, примыкающей к Западному Саяну, размещается нижнекембрийская осадочно-вулканогенная толща мощностью до 3500—5000 м, в составе которой выделяется более молодая эффузивная серия, отделенная от верхнерифейской периодом вулканического затишья. Фациальный облик нормально-осадочных пород разреза свидетельствует об обстановке узкого, но устойчиво и быстро погружающегося морского геосинклинального трога (сероцветные, часто обуглероженные и пиритизированные конгломерато-гравелиты, песчаники, алевроитоглинистые породы, известняки, очень скудное развитие красноцветных пород). Набор лав имеет базальтовый состав и обнаруживает лишь слабую тенденцию понижения основности и меланократовости по сравнению с рифейским комплексом, что выражается в появлении андезито-базальтов и кварцевых диабазовых порфиритов. Для лавовых тел характерна покровная форма; иногда покровы группируются в пакки мощностью до нескольких сотен метров; нередко наблюдается подушечное сложение. Кро-

Химический состав пород юрской вулканогенной формации Центрального Кавказа
[по Лебедеву, 1950]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44,18	45,56	49,61	51,05	46,10	39,64	66,07	57,73	65,06
TiO ₂	0,85	1,35	2,40	1,06	1,96	0,40	0,22	0,53	0,45
Al ₂ O ₃	16,46	17,29	14,87	15,46	17,38	7,19	14,50	15,77	16,12
Fe ₂ O ₃		2,77	1,10	1,29	2,82	3,07	1,42	1,86	1,15
FeO	9,39	6,64	8,61	5,16	7,87	7,56	5,54	3,32	2,00
MnO	0,20	0,26	0,21	0,12	0,12	0,21	0,06	0,10	0,13
MgO	9,71	9,12	5,23	8,38	5,35	29,33	0,86	2,29	1,33
CaO	8,00	6,73	8,83	12,08	9,39	1,85	0,97	6,02	3,98
Na ₂ O	3,15	3,76	3,68	2,81	2,99	0,36	3,88	4,09	3,71
K ₂ O	0,22	0,64	1,08	0,27	1,50	0,03	5,71	1,67	3,05
H ₂ O ⁺	7,42	5,21	4,15	1,91	3,11	10,06	0,72	5,86	2,95
H ₂ O ⁻	0,12	0,36	0,20	0,23	0,43	0,48	0,95	0,41	0,66
Сумма . . .	99,70	99,69	99,97	99,82	99,02	100,18	100,90	99,65	100,59

Примечание. 1 — спилит; 2 — диабазы эффузивные и субинтрузивные, по 5 анализам; 3 — лейкодиабазы, по 2 анализам; 4 — пегматитовые диабазы; 5 — диабазы и габброиды интрузивные, по 6 анализам; 6 — серпентинит; 7 — кератофиры, по 2 анализам; 8 — альбитофиры, по 4 анализам; 9 — кварцевые альбитофиры, по 3 анализам.

ме афировых и микропорфировых в большом количестве появляются ясно- и крупнопорфировые разновидности авгитовых, пироксен-плагноклазовых и плагноклазовых порфиров. Субвулканическая фация проявлена системой даек и пластовых залежей диабаз-порфиров, диабазов, габбро-диабазов, диорит-диабазов. Сохранность первично-магматических минералов в нижнекембрийских лавах несколько лучше, чем в рифейских. Однако значительная часть нижнекембрийских эффузивов также претерпела, по существу, полное зеленокаменное перерождение. Плагноклазы в них в разной степени деанортитизированы, часто до альбита. Почти во всех случаях их основность не выше андезина. Обычные минеральные новообразования в эффузивах — хлорит, кальцит, альбит, актинолит, эпидот, лейкоксен; менее развиты кварц, цоизит, иногда бороалюмосиликаты, пирит и др.

В области распространения нижнекембрийской эффузивной серии широко распространены штоки и дайки габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов, габбро-пироксенитов, лейкодиабазов, альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Весь этот ряд мелких субвулканических интрузивов является более поздним, чем эффузивы нижнего кембрия. Но он, видимо, связан с эффузивами общностью происхождения как продукт завершающих фаз нижнекембрийского вулканизма.

Западнее — в соседней центральной полосе Горного Алтая (вдоль р. Катунь) — нижнекембрийский этап, отвечающий крупному стратиграфическому перерыву, а затем отложению относительно небольшой известняково-терригенной толщи, отличается относительным вулканическим затишьем. Здесь лишь в самом конце нижнего кембрия начались новые интенсивные излияния базальтовых лав, по своему химизму мало чем отличающихся от рифейских. Главная масса излияний относится к среднему кембрию, а вообще они образуют ниже-среднекембрийскую толщу мощностью 6000—7000 м. В верхних горизонтах этой серии насыщенность

разреза лавами вновь убывает, а в резко несогласно налегающей на них свите верхов среднего кембрия, как и в более молодых толщах, вплоть до нижнего девона, эффузивы на Алтае вообще отсутствуют. По петрографическим признакам нижне-среднекембрийские эффузивные и субвулканические породы центрально-алтайской зоны сходны с нижнекембрийскими. Сходен и набор наложенных вторичных минералов. Заметно большее развитие красноцветных лав наземной фации. Последние тяготеют к пестроцветным грубообломочным пачкам, но подавляющее большинство покровов лав по-прежнему оказываются подводными, причем сопровождаются они песчано-алеврито-глинистыми, кремнистыми (яшмы, микрокварциты) и железистыми осадками.

Нижне-среднекембрийская серия также прорывается более поздними, по сравнению с эффузивами, штоками габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов и дайками диабазов, диорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров, слюдистых габбро-диабазов и т. п.

Девонские спилиты Юго-Западной Англии, ФРГ и ГДР [по Тернеру, Ферхугену, 1961]. Спилиты и ассоциирующие с ними породы Юго-Западной Англии послужили Г. Дьюи и Д. Флетту прототипом для выделения спилитовой серии. Здесь преобладают спилитовые подушечные лавы и туфы, переслаивающиеся с аргиллитами, известняками и радиоляритами. Эта серия накапливалась в герцинской геосинклинали в пределах всей Центральной Европы. Потоки кварцевого кератофира, а также малые интрузии альбитового диабаз, камптонита и пикрита завершают образование всей серии. В карбоне геосинклинальные отложения были собраны в складки, частично метаморфизованы и пронизаны гранитовыми интрузиями.

В ФРГ и ГДР изверженные породы, залегающие среди девонских геосинклинальных осадков, представлены спилитами, альбитовыми диабазами, кератофирами и пикритами. Альбитизация в них распространена не так широко, как в разновозрастных британских породах, и многочисленные члены спилитовой серии здесь представлены нормальными базальтами или диабазами, не обладающими особенностями, свойственными типичным спилитам. Здесь карбоновая складчатость тоже сопровождалась метаморфизмом многих вулканических пород, а также интрузиями перидотитов, габбро и, наконец, гранитов.

Девонские и карбоновые спилиты Нового Южного Уэльса. На северо-востоке этой провинции геосинклинальный прогиб в несколько сот километров длиной в девоне был выполнен толщей морских осадков очень большой мощности, среди которых преобладают радиоляриевые аргиллиты. Предполагают, что последние были отложены в довольно мелких водах. Одновременно подводный вулканизм дал большое количество подушечных лав и туфов; часть лав интродировала в мягкий ил, покрывавший в то время морское дно. Только местное значение имеют кератофиры. Наклонные силы альбитовых диабазов, относящиеся к тому же периоду, являются однородно натровыми по всей мощности силла, нередко достигающей 400 м, и подобно большинству спилитовых пород содержат ясный альбит, сопровождаемый включенным в него почти неизменным авгитом. Метасоматический привнос железа в кремнистые породы, прилегающие к кератофирам и спилитам, приводил к местному развитию яшм.

Во время раннего карбона близ западной окраины геосинклинали продолжалось отложение аргиллитов (но уже не радиоляриевых), а также имели место выбросы большого количества кератофировых туфов. Вслед за этим, в среднем карбоне, инъецировали и извергались нормальные диабазы, андезитовые базальты, андезиты, натровые риолиты, кварцевые

кератофиры и кварцевые латиты. Эти извержения сопровождались образованием сбросов и слабой складчатостью в пределах относительно стабильных блоков, окаймлявших девонскую геосинклиналь с запада. Собственно геосинклинальные отложения (девонские радиоляриевые аргиллиты и спилиты) были в то же время собраны в напряженные складки и прорваны серией глубинных интрузий, начиная с крутопадающих силлов гарцбургита и малых тел габбро (великий серпентиновый пояс) и кончая серией гранитов, из которых наиболее молодые имели пермский возраст.

Эоценовые спилиты полуострова Олимпик, США. На полуострове Олимпик в северо-западной части штата Вашингтон аргиллиты, граувакии, вулканические породы и известняки раннего и среднего эоцена имеют общую мощность около 6600 м. Вулканические породы представлены главным образом спилитовыми подушечными лавами, но кроме последних присутствуют также нормальные базальты и диабазы. Для этой серии был доказан постепенный переход в химических составах от слабо натровых базальтов и диабазов ($\text{Na}_2\text{O} = 3,02-3,45\%$) через типичные альбитовые спилиты к исключительно сильно измененным породам ($\text{Na}_2\text{O} = 8,0\%$), состоящим главным образом из альбита, цеолитов, хлорита, кальцита и кварца. Пироксен спилитов во многих случаях также показывает признаки незначительного изменения. Окаменелости, такие как раковины глобигерин и зубы акул в туфовых слоях, показывают, что вулканические породы могли быть извергнуты на значительной глубине под водой.

Тесно ассоциируют с вулканическими образованиями полуострова Олимпик красные известковистые осадки, образованные смещением окисленного вулканического матерпала и карбоната кальция, осажденного из морской воды; яшмы, встречающиеся в виде жилочек между шарами и замещающие как лавы, так и упомянутые выше красные осадки; скопления марганцевых минералов (гаусманит, родонит, родохрозит и различные сложные силикаты), секущие жилками и замещающие красные породы и даже верхние части спилитовых потоков.

КВАРЦ-КЕРАТОФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Выделение кварц-кератофировой формации в самостоятельный формационный тип в известной степени условно, ибо количество кислых лав в спилит-кератофировых формациях изменчиво, в связи с чем в их составе может быть выделен ряд конкретных проявлений с различным количественным отношением основных и кислых лав, начиная от чисто спилитовых или диабазовых и кончая чисто кварц-кератофировыми. Но при более внимательном сравнительном изучении спилит-диабазовых и кварц-кератофировых формаций обнаруживаются различия не только в количественных отношениях основных и кислых пород, но и качественного порядка, вероятно, связанные с несколько различной их тектонической позицией. Для спилит-диабазовых формаций эвгеосинклиналей типичны либо отсутствие кислых лав, либо (что чаще) ассоциация основных лав с небольшим количеством кислых, представленных главным образом кератофирами и альбитофирами при совершенно подчиненной роли кварцевых кератофиров и кварцевых альбитофиров. Иначе говоря, подводные излияния эвгеосинклиналей имеют в основном базальт-трахитовый состав, и в этой связи представляются близкими и, может быть, даже полными эквивалентами океанической оливин-базальтовой формации. В то же время кварц-кератофировые формации характеризуются преобладанием кварце-

вых кератофиров над спилитами и диабазами, причем последние в них иногда отсутствуют полностью. Следовательно, в этом случае преобладают уже лавы липаритового, дацитового или комендитового состава, которые не могут быть получены в таких количествах в результате дифференциации исходной базальтовой магмы — для их возникновения требуются другие условия, предусматривающие, в частности, вовлечение в процесс магмообразования кислого материала осадочно-метаморфической оболочки.

Кварц-кератофировые формации представляют собой эффузивные комплексы, специфичные для вторичных геосинклинальных прогибов эпизео-геосинклинального типа, развивающихся на фоне собранных в складки и пронизанных ранними интрузиями образований первичной геосинклинали. Во многом они подобны спилит-диабазовым формациям и представлены, как и последние, в основном подводными излияниями, ассоциирующими с типично геосинклинальными глинистыми и алевролитовыми сланцами, яшмами и другими кремнистыми породами.

Собственно эффузивные породы представлены главным образом кварцевыми и базокварцевыми [Елисеев, 1938] кератофирами и альбитофирами, а также спилитами и диабазами; причем первично трахитовый состав для них почти не характерен. Широко распространены пирокласты кислого состава — туфы, агломераты и т. д. В большинстве рассматриваемые формации испытывают региональное зеленокаменное преобразование, сопровождающееся альбитизацией плагиоклазов, а в некоторых случаях и калишпатизацией. Очень часто, а практически даже всегда, собственно эффузивные образования сопровождаются субвулканическими гипабиссальными интрузиями, образующими мелкие штоки, лакколиты, дайки, которые слагаются или теми же породами эффузивного облика, или лучше раскристаллизованными их разностями типа альбитит-порфира, плагиогранит-порфира, гранофира, щелочного гранита и т. д.

Некоторые исследователи склонны генетически связывать с описываемым формационным типом многие колчеданные и полиметаллические месторождения; особая роль в рудогенезе этого типа отводится сопровождающим эффузивы малым субвулканическим интрузиям кислого состава [Заварицкий, 1941; Кашкай, 1956; Вейц, 1953].

Среднедевонская кварц-кератофировая формация Рудного Алтая и западной части Горного Алтая — хороший пример данного формационного типа. В рудном Алтае вулканогенно-осадочная толща эйфельского возраста залегает с угловым несогласием на размытой поверхности сильно дислоцированных отложений нижнего палеозоя. Характерной ее особенностью является резкое преобладание кислых эффузивов над основными; последние в большинстве районов слагают в среднем 10—15 % разреза эффузивной толщи и только редко их количество достигает 25 %. Кислые эффузивы представлены кварцевыми и базокварцевыми (т. е. без порфировых выделений кварца, который сосредоточен в основной массе) кератофирами, основные — спилитами, альбитовыми диабазами и диабазами. Породы среднего состава среди эффузивов практически отсутствуют. Общая мощность эйфельской вулканогенно-осадочной толщи в Рудном Алтае меняется от 600 м в осевой части Алейского антиклинория до 1300 м в Быструшинской синклинали. Состав толщи меняется от места к месту. В районе Змеиногорска она является преимущественно осадочной и состоит из серых глинистых сланцев, переслаивающихся с потоками кварцевых кератофиров, а также песчаников и редких пачек известняков. Вулканогенные породы в ней составляют 25—30 % мощности всего разреза. В Зыряновском районе одновозрастная эффузивно-осадочная толща, выделен-

ная здесь в ревнюшенскую свиту, сложена почти исключительно кислыми кристаллоластическими и литокластическими туфами, реже туфолавами и туфобрекчиями и брекчированными лавами кварцевых кератофиров [Нехорошев, 1958].

Живецкие отложения в Рудном Алтае развиты очень слабо. По-видимому, район в это время испытывал поднятие, но вулканическая деятельность продолжалась с образованием таких же кислых лав, как и в эйфеле. Новая вспышка вулканической деятельности имела место только в конце верхнего девона — нижнего карбона; в это время формировалась эффузивно-осадочная толща с преобладанием преимущественно наземных эффузивов среднего состава, принадлежащая уже к андезитовому формационному типу. Еще позже (по-видимому, в конце карбона) в Рудном Алтае появились крупные интрузии так называемого зменно-горского комплекса.

Исследования последних лет [Чернов, 1954] показали, что в связи с эффузивной деятельностью среднего девона в Рудном Алтае образовалось большое количество преимущественно пластовых субвулканических интрузий, сложенных кварцевыми кератофирами и кварцевыми альбитофирами, которые по структуре и составу не отличаются от собственно эффузивных пород. Интрузивную природу кварцевых альбитофиров можно установить по пзредка наблюдающемуся секущему их залеганию, но главным образом по контактовым изменениям (уплотнение и окварцевание) вмещающих глинистых пород, отсутствию глыбовой или шаровой отдельности, перлитового или пузыристого сложения, шлаковых корок и других явлений, свойственных лавовым потокам.

Наряду с силлами, сложенными породами эффузивного облика, встречаются и более крупные интрузивные тела, по-видимому лакколиты, залегающие преимущественно среди осадочных и эффузивных пород, подстилающих толщу кислых эффузивов и проникающих местами в эту толщу. Они имеют много общего с силловыми образованиями по облику, составу и структуре пород, но отличаются от них значительно более крупными размерами и формой, грубо изометричной в плане или слабо вытянутой, иногда усложненной системой ответвляющихся даек. В соответствии с более крупными размерами тел раскристаллизация пород здесь несколько лучше, чем в тонких силлах. Только в эндоконтактах развиты плотные породы типа кварцевых альбитофиров или даже флюидально-полосчатые фельзиты, первоначально имевшие стекловатое сложение. В центральных же частях лакколиты сложены альбитовыми гранит-порфирами с выделениями альбита № 1—3 (по калиевому полевому шпату и кислому плагиоклазу), кварца (в округлых зернах или бипирамидальных кристаллах) и биотита. Иногда в порфировых выделениях наблюдаются альбит в микропегматитовом срастании с кварцем и гломеропорфировые агрегаты тех же минералов, нередко совместно с биотитом. Структура основной массы сферолитовая, микролитовая, микропойкилитовая, реже гранофировая. Контактное воздействие этих тел на вмещающие породы выражено в окварцевании, эпидотизации, иногда приводящих к образованию эпидот-кварцевых роговиков.

Некоторые исследователи с описанным эффузивным комплексом генетически связывают полиметаллическое оруденение Рудного Алтая. Однако большинство геологов, работающих в этой области, сейчас отказываются от этой «эффузивной» гипотезы и отводят девонскому магматизму в процессах названного рудогенеза очень скромную роль.

В соседних — западной и центральной — частях Горного Алтая кварц-кератофировая формация также входит в состав эйфельской эф-

фузивно-осадочной толщи, выполняющей прогибы эпизвгеосинклинального типа. Эти прогибы были заложены на складчатом фундаменте. В составе фундамента принимают участие геосинклинальные отложения кембрия, ордовика и силура, не содержащие вулканогенных образований, а также красноцветные молассового характера толщи нижнего девона (каракудюрская свита), ассоциирующие с порфиритовой (андезито-дацитовый тип) онгудайской свитой.

Эффузивно-осадочная толща эйфеля (куротинская, коргонская свиты) имеет также геосинклинальный характер. Куротинская свита, развитая в центральной части Горного Алтая, сложена в основном эффузивами и пирокластическими образованиями, только изредка переслаивающимися с черными и серыми глинистыми сланцами и песчаниками. Резко преобладают эффузивы кислого состава, представленные фельзитами, кварцевыми и базокварцевыми кератофирами, их туфами, вулканическими брекчиями и агломератами, окрашенными в зеленовато-серые и желтоватые тона. Мощность свиты колеблется от нескольких сотен метров до 1500—1700 м, что связано с условиями формирования вулканогенных образований.

Интересной особенностью этого района является наличие мелкозернистых щелочных гранитов, образующих малые субвулканические интрузии в толще кислых эффузивов. Химический состав кварцевых и базокварцевых кератофиров, а также щелочных гранитов практически тождествен [Кузнецов, 1937].

В Коргонском хребте и на его продолжении в хребте Холзун та же вулканогенно-осадочная свита эйфеля отличается полным отсутствием основных эффузивов. Сложена она многочисленными покровами кварцевых и базокварцевых кератофиров, чередующихся с мощными прослоями туфов, туффигов, алевролитовых и глинистых сланцев и редкими прослоями известняков. В составе свиты широко распространены бедные гематитовые руды эффузивно-осадочного происхождения. В контактовых ореолах более молодых гранитовых интрузий они преобразуются в магнетитовые, а местами при значительной миграции железа — в богатые переротложенные магнетитовые руды [Зимин, 1959].

Кварц-кератофировая формация нижнего кембрия Западного Саяна. По принятой для Западного Саяна стратиграфической схеме нижний кембрий этой области начинается чингинской свитой, имеющей мощность до 7 км и сложенной алевролитами и глинистыми сланцами, а также зеленокаменными эффузивами, имеющими однообразный состав диабазового порфирита, туфами и туфобрекчиями того же состава, причем только в верхах свиты отмечаются покровы альбитофиров. Эта свита имеет ярко выраженный эвгеосинклинальный характер, а эффузивы могут быть отнесены к типу диабазовых формаций. Преимущественно в полях развития чингинской свиты залегают многочисленные линзовидные тела гипербазитов и мелкие интрузивы диоритового, габбро-диоритового и габбро-амфиболитового состава. После складчатости и интрузий, в конце нижнего кембрия в связи с заложением прогибов типа вторичных геосинклиналей имела место новая вспышка вулканической деятельности, которая привела к образованию эффузивной нижнемонокской свиты, имеющей уже существенно кварц-кератофировый состав. С нижнемонокской свитой тесно пространственно, во времени и, видимо, генетически связана так называемая Майнская плагиигранитовая интрузия. На поверхности нижнемонокской свиты залегают с перерывом обломочная верхнемонокская свита, возраст которой разными исследователями определяется по-разному (ленский ярус нижнего кембрия, по И. Т. Журавлевой и др., до майского яруса среднего кембрия, по А. Г. Вологдину). Верхнемонок-

ская свита также содержит в небольшом количестве покровы и туфы лиловых порфиринов. В гальке конгломератов этой свиты присутствуют кроме нижнемонокских эффузивов также породы Маинской интрузии. Разрез кембрия венчается осадочной арбатской свитой, имеющей флишеидный характер.

Эффузивная нижнемонокская свита прослежена вдоль северной окраины Западного Саяна в виде сравнительно узкой полосы на расстоянии свыше 200 км. Сложена она преимущественно комплексом кислых и основных лав и соответственных им пирокластических образований, а также развитыми подчиненно прослоями кремнистых сланцев (лидитов и ленточных яшм). Туфы и агломераты кварц-кератофирового состава распространены очень широко с явным преобладанием над кислыми лавами. Количественные отношения между основными и кислыми лавами сильно меняются от места к месту, причем как будто намечается такая закономерность. В тех районах, где отсутствует Маинская плагиогранитовая интрузия, например западнее Абаканского железорудного месторождения, разрез нижнемонокской свиты почти целиком слагают кварцевые и базокварцевые кератофиры, а также соответственного состава туфы и агломераты, основные же породы — спилиты и зеленые авгитовые порфириды — образуют среди них сравнительно незначительные прослои [Кузнецов, 1929]. В других случаях, а именно там, где развита Маинская интрузия, преобладают спилиты и диабазы, кислые же эффузивы отходят на второй план. Создается впечатление, что плагиограниты Маинской интрузии в этом случае как бы замещают эффузивные кварцевые кератофиры, очень близкие к ним по составу и возрасту.

По описаниям В. И. Смышляева, среди диабазов нижнемонокской свиты выделяются оливиновые, безоливиновые и уралитизированные разновидности. Альбитизация плагиоклаза в них не проявлена совсем. Спилиты распространены шире диабазов. Для них характерны шаровые и миндалекаменные текстуры, полная альбитизация плагиоклазов, микроофитовая или спилитовая текстура и т. д. Как и во всех спилит-кератофировых формациях, в нижнемонокской свите практически отсутствуют породы среднего состава — спилитизированные андезитовые порфириды здесь являются редкими образованиями. Они отличаются небольшим количеством порфировых выделений альбитизированного плагиоклаза и роговой обманки, размещенных в пилотакситовой основной массе. Кислые эффузивы представлены кварцевыми и базокварцевыми кератофирами со сферолитовой, микропиклитовой, микрофельзитовой основной массой. Анализы этих пород приведены в табл. 3, а графическое их изображение дано на рис. 5.

На принадлежность описанной эффузивной серии к типу спилит-кератофировых формаций указывает повышенная щелочность a пород (за исключением диабазов) при низком содержании полевошпатовой извести s и высокое значение величины n . Вместе с тем на рис. 5 виден значительный разброс точек, что связано скорее с постмагматической альбитизацией и т. д., проявившейся в разной степени в разных местах и породах.

В Восточном Казахстане достаточно типичная спилит-кератофировая формация с преобладанием кислых лав описана под названием бошекульской свиты, имеющей также нижнекембрийский возраст [Лялин, Миллер, 1960]. В районе хребта Чингиз интенсивная вулканическая деятельность имела место во второй половине нижнего и в начале среднего кембрия и затем возобновилась в конце верхнего кембрия и тремадоке. Бошекульская свита существенно эффузивная, причем нижняя ее часть сложена преимущественно основными и средними эффузивами: диабаза-

Химический состав эффузивов нижнемоноксской свиты [по Смышляеву, 1958]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,34	49,47	49,60	54,25	54,28	59,08	61,56
TiO ₂	1,70	0,47	—	—	—	1,08	0,80
Al ₂ O ₃	14,67	17,22	17,43	15,62	14,31	13,45	15,25
Fe ₂ O ₃	4,46	2,81	3,19	4,10	6,69	5,06	3,67
FeO	7,86	6,90	8,18	7,58	7,92	8,30	4,15
MnO	0,25	0,26	—	—	—	0,14	0,10
MgO	7,80	6,70	5,24	4,50	4,00	2,71	3,68
CaO	9,00	10,08	8,55	7,14	4,69	3,94	1,81
Na ₂ O	2,32	3,08	3,69	3,25	5,53	4,82	4,73
K ₂ O	0,21	0,41	0,20	0,18	0,46	0,25	2,00
P ₂ O ₅	0,29	—	—	—	—	0,18	0,17
П. п. п.	2,27	3,16	2,95	2,60	1,34	1,96	2,21
С у м м а . . .	100,17	100,56	99,03	99,22	99,22	100,97	100,13

О к о н ч а н и е т а б л. 3

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	64,75	60,24	73,40	74,62	73,07	71,40	71,62
TiO ₂	—	—	—	0,36	0,32	0,38	0,31
Al ₂ O ₃	16,75	17,48	11,62	11,31	12,07	13,12	12,72
Fe ₂ O ₃	3,47	3,70	2,05	2,96	1,38	1,85	2,11
FeO	2,70	2,60	3,99	3,00	4,70	5,25	5,10
MnO	—	—	—	0,04	0,10	0,11	0,07
MgO	1,72	2,39	0,74	0,79	0,74	1,87	0,93
CaO	1,20	1,74	1,09	1,14	2,00	0,72	1,38
Na ₂ O	5,60	6,43	5,13	5,44	4,72	5,28	4,76
K ₂ O	1,58	2,95	0,14	0,42	0,79	0,11	1,07
P ₂ O ₅	—	—	—	0,094	0,058	0,075	0,056
П. п. п.	1,58	1,92	1,00	0,55	0,92	1,20	0,60
С у м м а . . .	99,35	99,45	99,16	100,72	100,87	101,36	100,73

П р и м е ч а н и е. 1 — оливиновый диабаз; 2 — авгитовый диабаз; 3—5 — спилиты; 6—9 — спилитовые кератофиры; 10—14 — кварцевые и базокварцевые кератофиры.

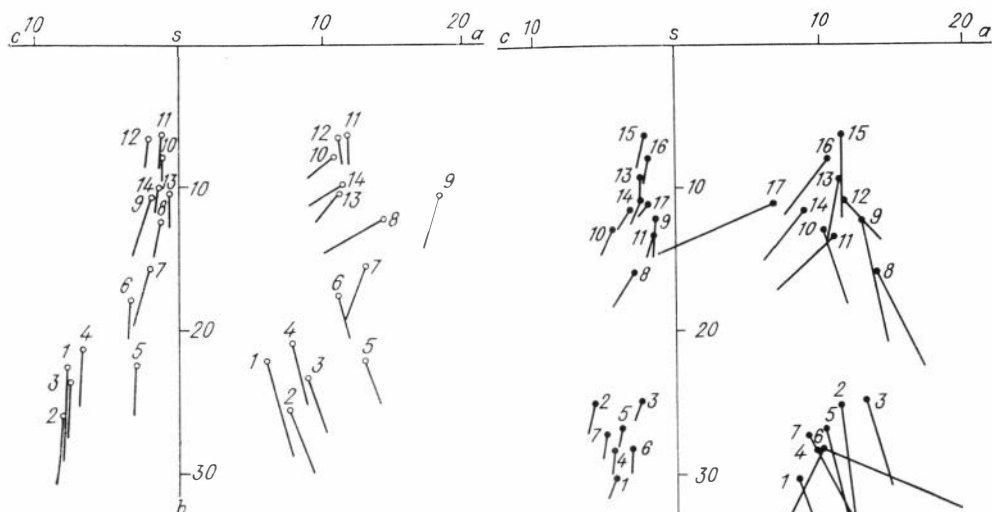


Рис. 5. Диаграмма химических составов пород кварц-кератофировой формации нижнего кембрия Западного Саяна.

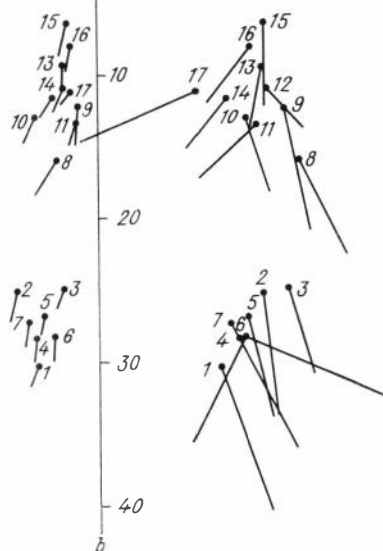


Рис. 6. Диаграмма химических составов пород спилито-кератофировой формации (бошекульской свиты) нижнего кембрия Восточного Казахстана.

ми, спилитами, пироксеновыми и плагиоклазовыми андезитовыми порфиритами и их туфами. В верхней части главное место занимают кислые эффузивы: дацитовые порфиры, альбитофиры и их туфы и туфобрекчии. Общая мощность свиты 3500—4000 м. На кислые эффузивы и их туфы приходится свыше половины мощности — 52 %, на основные и средние — 36 %, на осадочные породы — около 12 %, т. е. по нашей классификации бошекульская свита должна быть отнесена к типу кварц-кератофировых формаций, хотя она занимает как бы промежуточное положение между последними и спилит-диабазовыми формациями. В составе бошекульской свиты присутствует достаточно много неальбитизированных андезитовых порфиров, т. е. свита обладает и некоторыми признаками андезитовых формаций. Несмотря на это, характерный для спилит-кератофировых формаций разрыв между составами основных и кислых пород выступает на петрохимической диаграмме совершенно отчетливо (рис. 6).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СПИЛИТ-КЕРАТОФИРОВОЙ ГРУППЫ

Вопрос о происхождении таких своеобразных пород как спилиты и кератофиры обсуждался в большом количестве специальных работ. Обстоятельный обзор их был сделан М. А. Гиляровой [1941], В. А. Заварицким [1946], Ф. Тернером, Д. Ферхугеном [1961]. В настоящее время, по-видимому, все исследователи сходятся на мысли, что в природе нет и не было особых спилитовых и кератофировых магм со специфическим химизмом, и все согласны с тем, что особенности химического и минерального состава спилитов и кератофиров определяются особыми условиями их образования или преобразования в специфической обстановке геосинклинальной складчатой области. Иначе говоря, магмы, даю-

Средний состав спилитов, муджнеритов и базальтов [по Turner, Verhoogen, 1951]

Компонент	1	2	3	Компонент	1	2	3
SiO ₂	51,22	51,35	49,14	Na ₂ O	4,93	5,01	4,45
TiO ₂	3,32	2,74	4,21	K ₂ O	0,75	1,94	1,00
Al ₂ O ₃	13,66	16,34	14,64	H ₂ O ⁺	1,88	—	0,65
Fe ₂ O ₃	2,84	4,64	4,49	H ₂ O ⁻	—	—	0,14
FeO	9,20	6,19	7,17	P ₂ O ₅	0,29	1,00	0,43
MnO	0,25	0,20	0,10	CO ₂	0,94	—	—
MgO	4,55	3,73	3,94				
CaO	6,89	6,61	9,67	С у м м а . . .	100,72	99,75	100,03

П р и м е ч а н и е. 1 — спилиты; 2 — олигоклазовый андезит Гавайских островов; 3 — оливиновый базальт вулканогенной серии Послузу, Гавайские острова.

щие начало породам спилит-кератофировых формаций, — это те же магмы, которые в иных условиях дают породы нормального ряда.

Существенно альбитовый состав полевых шпатов в спилитах и кератофирах, так же как и широкое развитие в этих породах хлорита, эпидота, цеолитов, кальцита, обыкновенно объясняется вторичными постмагматическими процессами; при этом считается, что альбит в них развивается за счет плагиоклаза, а также калиевого полевого шпата. Нет единого мнения только по вопросу об источнике натрия в растворах, вызывающих спилитизацию, и о происхождении этих растворов.

Одни исследователи полагают, что источником ионов натрия является морская вода, которая при подводных излияниях лав па контакте с последними испарялась и частью просачивалась в горячие, но уже затвердевшие лавовые потоки. При том типе преобразований, который наблюдается в спилитах, постмагматическое обогащение натрием должно сопровождаться выносом кальция, железа, марганца, магния и кремния в воду в количествах, достаточных для химического осаждения кремнистых пород, железных и марганцевых руд, а может быть, и известняков. Все эти химически осажденные руды и породы действительно закономерно ассоциируют со спилит-кератофировыми формациями. Тот же самый эффект массовой постмагматической альбитизации должен получиться и в случае, когда морская вода абсорбируется из влажных осадков, в которые часто интрузирует основная магма с образованием пластовых интрузий.

Другая гипотеза — это гипотеза чисто автометасоматического происхождения альбита и сопутствующих ему минералов, согласно которой альбитизация вызвана действием остаточных натровых растворов чисто магматического происхождения. Так как масштаб постмагматической альбитизации спилитов и кератофиров очень велик, то необходимо допустить, что исходная базальтовая или кератофировая магма была очень богата натрием и, во всяком случае, содержала его не меньше, чем спилиты. Такие богатые натрием базальтовые магмы известны — это олигоклазовые базальты (муджнериты) и олигоклазовые андезиты, ассоциирующие с нормальными базальтами, океанитами и трахитами в океанических базальт-трахитовых формациях, но нужно иметь в виду, что химизм этих пород (табл. 4) все же отличается от химизма спилитов более высоким содержанием глинозема и калия.

При оценке возможных способов возникновения спилитов нужно иметь в виду, что олигоклазовые базальты сравнительно редки и количество их, конечно, совершенно не сравнимо с количеством спилитов в спилит-кератофировых формациях. Поэтому приходится допускать все же какой-то иной источник натрия и иную обстановку процесса спилитизации.

Совершенно иначе этот вопрос решается Д. С. Коржинским [1962], который обратил внимание на то, что базальтовые лавы, поднятые даже с больших глубин современных океанов, являются совершенно свежими и не обнаруживают признаков альбитизации и хлоритизации, хотя они, несомненно, изливались в подводной обстановке. Следовательно, преобразование базальтовых лав в спилиты и диабазы не может быть связано с подводной обстановкой, а если это так, то оно может быть только метаморфическим процессом. При этом Д. С. Коржинский подчеркивает, что такой процесс не может осуществляться на малых глубинах, поскольку для малых глубин альбитизация вообще не характерна, т. е. образование спилитов не может быть связано и с аутометаморфизмом, обусловленным деятельностью остаточных растворов и являющимся непосредственным продолжением процесса кристаллизации магмы. Спилитизация — это собственно метаморфический процесс, подобный, например, пропилитизации, причем ассоциация альбита с хлоритом и часто с эпидотом и актинолитом может возникать только в толще литосферы на значительной глубине, не менее километра. Поэтому зеленокаменный (спилит-диабазовый, кератофировый) характер лав, изливавшихся в собственно геосинклинальную стадию жизни подвижной зоны, обусловлен не начальным натровым составом магмы и не спецификой излияний в подводной обстановке, а тем, что в последующую за накоплением осадочных и вулканических толщ фазу интенсивной складчатости они легко подвергаются метаморфизму. Следует сказать, что совершенно аналогичные мысли об условиях, в которых эффузивы приобретают зеленокаменный облик, высказывались уже довольно давно М. А. Усовым [1925, 1935].

Б. РЯД ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ. ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОВАЯ ГРУППА

Представители этого ряда интрузивных формаций весьма широко распространены во всех геосинклинальных областях. Они всегда принадлежат к продуктам ранних проявлений интрузивной магматической деятельности; в ряде случаев отчетливо устанавливается их пространственная и генетическая связь с описанными выше спилит-диабазовыми и кварц-кератофировыми формациями.

Характерно для всех интрузивных формаций этого ряда преобладание в их составе, с одной стороны, габброидных пород, а с другой — плагиогранитов и альбитовых гранофиров при совершенно подчиненной роли пород промежуточного состава, всегда являющихся продуктами родственного гибридизма [Заварицкий, 1937б]. Естественно, что интрузивные формации значительно более разнообразны по составу по сравнению с сингенетичными эффузивами, что связано с прогрессирующим разрастанием и эволюцией магматических очагов, заложенных на ранних стадиях развития первичной геосинклинали. Магматические очаги, в которых осуществляются уже достаточно сложные процессы дифференциации магмы, в своем развитии могут проникнуть очень высоко, в частности и в осадочно-метаморфическую оболочку, и тогда в процесс магмообра-

зования вовлекаются значительные массы вещества последней, например, алевролит-граувакковые толщи геосинклинальных отложений. Понятно, что направление и интенсивность этих процессов существенно меняются от места к месту, чем обуславливаются значительная пестрота и непостоянство габброидных и плагиогранитовых интрузий, а также обычная их многофазность, проявляющаяся в серии последовательных инъекций магмы меняющегося состава. Все это дает возможность внутри данного ряда выделить по крайней мере четыре типа интрузивных формаций: 1) габбро-диорит-диабазовый, 2) габбро-пироксенит-дунитовый, 3) габбро-плагиогранитовый и 4) плагиогранитовый. Ниже делается попытка их раздельной сравнительной характеристики, хотя надо сказать, что степень изученности конкретных интрузивных комплексов, которые могли бы быть отнесены к перечисленным формационным типам, в большинстве случаев очень невелика, чем обуславливается очень краткая их характеристика и малое количество примеров. Названные формационные типы выделены в значительной степени условно — между ними нет четких границ; все они тесно связаны друг с другом переходами, общностью происхождения и тектонической обстановки формирования интрузивных тел. Поэтому вопросы их происхождения будут рассмотрены вместе в конце настоящего раздела.

ГАББРО-ДИОРИТ-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В составе спилит-кератофировых и диабазовых формаций, впрочем, так же как и в составе любых других формаций, состоящих существенно из эффузивного материала, всегда присутствуют малые близповерхностные интрузии, образующие силлы, лакколиты, дайки, залегающие внутри эффузивной толщи и сложенные породами, с трудом отличимыми от собственно эффузивных образований. Такие субвулканические интрузивные образования нет основания выделять в самостоятельный тип магматических формаций. Но очень часто бывает, что та же самая магма, которая дает лавы и туфы при прорыве ее на поверхность, остается на глубине и образует интрузии в подстилающих толщах. В этом случае прямая пространственная связь с эффузивами отсутствует, но близость петрографического состава эффузивных и интрузивных пород, а также близость возраста и тектонической позиции позволяют не сомневаться в наличии такой связи. Описываемая здесь габбро-диорит-диабазовая формация и представляет собой такой интрузивный гипабиссальный эквивалент спилитовых и диабазовых формаций, или иначе — она является как бы геосинклинальным эквивалентом трапповых интрузий устойчивых областей. Подобно трапповым интрузиям, интрузии габбро-диорит-диабазовой формации образуют преимущественно пластовые интрузивные залежи — силлы, которые часто ошибочно принимаются за дайки благодаря тому, что они, являясь одними из самых ранних в истории развития геосинклиналей, всегда более или менее интенсивно дислоцируются вместе с вмещающими породами и часто оказываются поставленными на голову.

Такие габбро-диорит-диабазовые комплексы (конкретные формации) обычно обнаруживают сравнительно однообразный состав и крайне слабо проявленную дифференциацию, что естественно для гипабиссальных интрузий относительно малого размера. Наиболее распространенными типами горных пород являются габбро, габбро-диабазы, габбро-порфириты, диабазы, авгитовые диориты и диорит-порфириты, очень редко пироксениты. Из-за того, что интрузии в момент своего образования размещаются в недислоцированных или слабо дислоцированных осадочных

толщах и затем испытывают вместе с последними сильные деформации при складчатости и последующей рассланцовке, породы, слагающие их, почти всегда более или менее сильно метаморфизованы, иногда вплоть до преобразования их в амфиболиты, актинолитовые сланцы и т. д.

Распространены интрузии габбро-диорит-диабазовой формации исключительно широко, но до сих пор для них все еще нет хороших описаний.

Рассматриваемая формация известна, например, в Кузнецком Алатау, где с ней достаточно ясно связана золотоносность ряда районов (р. Коммунар, Первомайский район, Балыкса и т. д.). Она описывалась в разных районах этого хребта под названием интрузии авгитовых диоритов [Гореванов, 1934], Буйской габбро-диабазовой интрузии, выделенной Ю. Д. Скобелевым, интрузии габбро-амфиболитов [В. Кузнецов, 1940] и т. д. Во всех случаях тела таких пород залегают в известняково-сланцевых или эффузивно-сланцевых толщах рифейского или нижнекембрийского возраста и, по-видимому, тесно генетически связаны с эффузивной диабазовой, местами спилит-кератофировой формацией того же возраста. Специфической формой залегания являются линейные, согласные с вмещающими интенсивно дислоцированными породами тела, часто сближенные и производящие впечатление роя параллельных даек, но, вероятнее, являющиеся поставленными на голову силлами. Во всех случаях подчеркиваются слабая дифференцированность интрузий и соответственно некоторое однообразие состава: габбро, габбро-диориты и габбро-диабазы в бассейне р. Туим, габбро-диориты, габбро-диабазы, кварцевые диориты в бассейне р. Балыкса, габбро-амфиболиты и диорит-амфиболиты в бассейне рек Нижняя Терсь и Тайдон, авгитовые диориты, габбро-диориты, редко горнблендиты и оливиновые пироксениты и анортозиты в Первомайском районе Марининской Тайги. Породы этих интрузий обычно обнаруживают значительный метаморфизм, что вполне естественно, если учесть, что формирование их имело место еще до складчатости вмещающих геосинклинальных толщ и до многочисленных более молодых интрузий.

В Западном Саяне известны подобные же линейные интрузии, в своем распространении тесно связанные с эффузивно-сланцевой свитой нижнего кембрия. Они сейчас превращены большей частью в амфиболиты. Реликтовые минералы и структура говорят об их первично габбровом или габбро-диоритовом составе. А. Г. Сивов [1953] описал в свое время этот интрузивный комплекс под названием Каирской микродиоритовой интрузии.

На наличие данного формационного типа в Казахстане указывает Н. П. Михайлов [1958, 1962], подчеркивая его связь с излияниями диабаз-спилитовых лав. Малые гипабиссальные интрузии габбро-диабазового состава очень широко распространены в Восточном Казахстане, особенно в его каледонских складчатых зонах, причем здесь они встречаются повсюду, где есть эффузивы диабаз-спилитовой формации. Они образуют обычно небольшие линзообразные тела, занимающие площадь от нескольких сотен квадратных метров до 1,5—2,0 км², и залегают согласно с вмещающими их эффузивами, сланцами и песчаниками. Породы, слагающие такие интрузивные тела, по составу приближаются к вмещающим эффузивным диабазам, но отличаются от них лучшей раскристаллизованностью и отсутствием апоинтерсертальных структур. В центральных частях таких массивов нередко наблюдаются породы с обликом настоящих интрузивных габбро, вообще же большинство из них характеризуются офитовой структурой. Породы однообразны по составу и сложены основным

плагноклазом, моноклинным пироксеном, роговой обманкой, хлоритом и рудным минералом. Встречаются разности, содержащие оливин в количестве 5—10 %. Вторичные изменения в габбро-диабазовых породах развиты всегда интенсивно. Они выражаются в сосюритизации или пренитизации плагноклаза и амфиболитизации и хлоритизации авгита. Иногда плагноклаз деанортитизирован, в связи с чем в породе появляется вторичный кальцит в виде жилок и неправильных выделений.

На Урале к данному формационному типу, по-видимому, могут быть отнесены габбровые и габбро-диабазовые интрузии западного склона Урала, которые образуют пластовые тела в метаморфической толще, имеют, по последним данным, кембрийский возраст и отличаются повышенной титаноносностью. В том случае, если они образуют более крупные тела, например в районе Кусинского месторождения, в них замечается уже значительная дифференциация. Кроме преобладающих габбро, здесь отмечаются горнблендиты и пироксениты и даже перидотиты, а также анортозиты и габбро-пегматиты; более основные породы обычно концентрируются в центральной части массива, а более кислые — в периферической. С этим интрузивным комплексом на Урале связываются богатые пльменитовые месторождения магматического генезиса [Малышев, 1957].

ГАББРО-ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Название «габбро-пироксенит-дунитовая формация» впервые было предложено Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в 1900 г. для обозначения комплекса основных и ультраосновных пород Денежкина Камня на Урале. Позже появилось более короткое и поэтому более удобное название «габбро-перидотитовая» формация, ставшее привычным для русских геологов. Однако это название применялось только до тех пор, пока не было произведено четкое разграничение между габбро-пироксенит-дунитовыми формациями, имеющими существенный габбровый состав, и гипербазитовыми формациями существенно перидотитового состава. Сейчас это название не следует употреблять ни для обозначения комплекса гипербазитовых интрузий, для которого габброидные породы являются второстепенным и необязательным компонентом, ни для типа платиноносных существенно габбровых интрузий Урала, в котором перидотиты практически отсутствуют. Название же, предложенное Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [1900], наоборот, хорошо отражает петрографический состав данного формационного типа.

Интрузивные комплексы, которые могли бы быть отнесены к этому типу, встречаются в природе гораздо реже, чем только что описанный габбро-диорит-диабазовый тип магматических формаций. И это совершенно естественно, так как габбро-пироксенит-дунитовая формация с ее особенностями может возникать только при наличии громадного и долго существующего глубинного магматического очага, дающего соответственно крупных размеров многофазные интрузивные тела, в которых, кроме того, может также проявиться и дифференциация на месте. Если габбро-диорит-диабазовую формацию уместно было сопоставить с комплексом пластовых интрузий трапповых формаций платформ, то габбро-пироксенит-дунитовая формация подвижных зон может быть сопоставлена по размерам интрузивных тел и масштабу дифференциации с такими большими дифференцированными габброидными интрузиями, как Бушвельдский комплекс, лополиты Дюлюс, Сёдбери и т. д.

Известные представители габбро-пироксенит-дунитовой формации, так же как и интрузии габбро-диорит-диабазовой формации, всегда ассо-

цируют с эффузивно-осадочными геосинклинальными комплексами, будучи близкими к ним, хотя и несколько более поздними по возрасту.

Питрузии габбро-пироксенит-дунитовой формации обычно образуют линейные в плане тела, вытягивающиеся вдоль складчатой структуры и образующие такие же «пояса» или «полосы», как и гипербазитовые интрузии, что ясно указывает на связь их с крупными глубинными разломами. Размеры отдельных питрузивных тел могут быть весьма значительными — до 100—150 км длиной и до 30 км шириной, причем в ряде случаев устанавливается пластовая форма их залегания. В других случаях описаны расслоенные воронкообразные тела.

Петрографический состав габбро-пироксенит-дунитовой формации в достаточной степени разнообразен и вместе с тем своеобразен. Наиболее распространены породы группы габбро. Преобладает амфиболовое габбро, часто сильно соссюритизированное; обычны также нормальное габбро и оливиновое габбро; редки нориты и анортозиты; нередки и даже типичны кварцевые габбро-диориты. Породы ультраосновного состава в габбро-пироксенит-дунитовых интрузиях в общем мало распространены: чаще встречаются пироксениты и дуниты, в то время как перидотиты или отсутствуют совсем, или представлены разностями с моноклиновым пироксеном (верлиты, лерцолиты); среди пироксенитов тоже преобладают типы с моноклиновым, а не с ромбическим пироксеном. Между пироксенитами и перидотитами, с одной стороны, и габбро, с другой, широко развиты промежуточные типы, представленные плагиоклазовыми пироксенитами и перидотитами, меланократовыми габбро и т. д.

По-видимому, постоянной составной частью габбро-пироксенит-дунитовых формаций являются средние и кислые породы в общем гранитоидного состава — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты. Эти гранитоидные породы, видимо, — неперемешанный, но не главный компонент данного формационного типа; они всегда образуются в особую более позднюю фазу внедрения кислой (плагиогранитовой) магмы.

Этот очень сложный комплекс интрузивных пород сопровождается обильными и разнообразными жильными породами, в большинстве случаев представляющими собой только мелкозернистые или порфировые структурные разности соответственных интрузивных пород. Сравнительно мало распространены пегматитовые и аплитовые типы в виде роговообманковых габбро-пегматитов и плагиоклазитов.

Из особенностей минерального состава габбро-пироксенит-дунитовой формации следует отметить: обилие роговой обманки даже в габброидных и ультраосновных породах; ограниченное распространение и даже редкость ромбических пироксенов; редкость и даже отсутствие титанистых авгитов; существенно магниезный состав оливинов ультраосновных и габброидных пород; приуроченность хромита только к дунитам, а магниезной шпинели как к ультраосновным, так и к габбровым породам; титаномagnetит, как очень характерный компонент габброидных пород, иногда образующий промышленные концентрации. Плагиоклаз в разных типах пород меняет свой состав, в общем повышая основность параллельно с увеличением содержания темноцветных компонентов. Калиевый полевой шпат обычно отсутствует. Кварц обилён в кислых и средних породах; нередок он даже в основных породах, в частности в таких своеобразных, как кварцевые габбро, являющиеся, кстати, достаточно характерным компонентом данной формации.

Особенности химизма будут рассмотрены на конкретных примерах. Здесь же можно отметить только следующее. В свое время Г. Хесс [Hess, 1938] рассматривал отношение $Mg : Fe$ в качестве критерия для отличия

ультраосновных пород, производных гипербазитовой магмы, от ультраосновных пород, производных базальтовой магмы. Нужно подчеркнуть, что критерий этот не пригоден для ультраосновных представителей габбро-пироксенит-дунитовой формации, которые по своему химизму и, в частности, по отношению $Mg : Fe$ не отличаются от ультраосновных пород гипербазитовой формации; в породах габбро-пироксенит-дунитовой формации вообще не обнаруживается такого значительного накопления железа и щелочей в поздних продуктах дифференциации, которое наблюдается во всех базальтоидных формациях устойчивых областей.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация в отличие от гипербазитовой, видимо, всегда сложная, многофазная. Во всяком случае, гранитоидные породы формации дают активные контакты с более ранними габброидами с образованием гибридных пород. Последние обладают преимущественно кварц-диоритовым составом и широко развитыми атакситовыми текстурами. Имеются также многочисленные указания на то, что и ультраосновные породы являются продуктами особых фаз внедрения, большей частью более ранних, чем главная — габбровая. Естественно, что не обязательно во всех конкретных формациях или комплексах, принадлежащих к данному формационному типу, одновременно присутствуют все возможные продукты всех возможных интрузивных фаз. Некоторые из них могут выпадать, причем чаще всего выпадают крайние — самые ранние и самые поздние. Например, различные конкретные интрузивные комплексы габбро-пироксенит-дунитового типа отличаются количеством гранитоидных пород, участвующих в их составе, а в некоторых случаях последние могут вообще отсутствовать. В некоторых и очень редких случаях совершенно отсутствуют ранние дуниты и перидотиты, а ультраосновные породы представлены только пироксенитами. Такие габбро-пироксенитовые ассоциации встречаются часто и могут быть выделены если не в самостоятельный формационный тип, то в качестве разновидности (субформации) описываемого здесь типа.

Явления контактового метаморфизма, связанного с интрузивными телами габбро-пироксенит-дунитовой формации, изучены очень плохо. По-видимому, в значительной части именно продуктами контактового метаморфизма основных эффузивов являются амфиболиты и амфиболовые мелкозернистые габбро, которые нередко описывались как магматические породы.

С габбро-пироксенит-дунитовой формацией связан достаточно специфический комплекс месторождений полезных ископаемых. Прежде всего надо назвать магматические месторождения хромита и платины, связанные главным образом с дунитами, а также месторождения титаномагнетита, связанные с габбро, пироксенитами и горблендитами. На Урале известны контактовые медные и магнетитовые месторождения, связанные с интрузиями кварцевых диоритов. Впрочем, связь этих интрузий с данным формационным типом оспаривается рядом исследователей.

Уральская габбро-пироксенит-дунитовая формация. Данный формационный тип выделен именно на Урале. При этом в других складчатых областях он или отсутствует, или проявляется далеко не так ярко. По данным Г. Л. Падалки [1937], Н. А. Штрейса [1951], В. М. Сергиевского [1948, 1958], Е. А. Кузнецова [1950 и др.], О. А. Воробьевой, Н. В. Самойловой и Е. В. Свешниковой [1962] и других исследователей, пояс интрузий габбро-пироксенит-дунитовой формации, простирающийся больше чем на 700 км, представляет собой систему вытянутых в меридиональном направлении массивов, частью разобщенных, частью соединяющихся друг с другом узкими перемычками и располагающихся преимущественно вдоль западной окраины зеленокаменного синклипория Среднего Урала (рис. 7).

Наибольшие размеры имеет Качканаро-Конжаковский массив (длина около 150 км, местами 30 км ширины). Несколько меньшие размеры имеют Тагильский (длина около 120 км, ширина 22 км), Ревдинский (длина 100 км, ширина 12 км), Чистопский (длина около 120 км, ширина до 12 км) массивы.

Интрузии габбро-пироксенит-дунитовой формации сложены очень пестрым комплексом горных пород — от ультраосновных до кислых. Среди ультраосновных наиболее развиты дуниты и главным образом различные пироксениты (оливиновые диаллагиты, диаллагиты, роговообманковые диаллагиты, гиперстеновые пироксениты, плагиоклазовые пироксениты, дающие переходы в габбро). Перидотиты встречаются довольно редко и залегают на контакте дунитов с пироксенитами. Наиболее обычны диаллаговые перидотиты (верлиты), реже развиты диаллаго-гиперстеновые перидотиты (лерцолиты). Горблендиты довольно редки, но характерно их залегание в виде ореолов вокруг пироксенитовых тел по соседству с габбро или в виде включений в габбро. Эпимагматическое происхождение роговой обманки и образование горблендитов за счет пироксенитов предстает очевидным [Падалка, 1937].

Наиболее распространенными, определяющими весь облик уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации, являются породы группы габбро, представленные многочисленными и разнообразными типами. Широко распространены типы, переходные от габбро к ультраосновным породам. Оливиновые габбро встречаются часто. Повсеместно развиты роговообманковые габбро, относящиеся к продуктам эпимагматической амфибололизации нормального габбро. Продуктом еще более сильных постмагматических изменений являются соссюритовые габбро. Сравнительно редко встречаются нориты, габбро-нориты, биотитовые габбро, причем эта группа пород обычно концентрируется в краевых частях интрузивных тел [Воробьева и др., 1962].

Породы среднего состава — габбро-диориты, диориты, сиенит-диориты, а также кварцевые габбро, кварцевые диориты — имеют значительное распространение и залегают в большинстве случаев с восточной стороны габбро-перидотитовых плутонов, у границы с эффузивно-осадочными породами, окаймляющими зону развития комплекса с восточной стороны. Кварц в этих породах обычно дает микропегматитовые сростания плагиоклаза с калиевым полевым шпатом. В Тагильском массиве широко развиты сиениты, преимущественно щелочные, антипертитовые, часто альбитовые (альбититы), реже нормальные плагиоклаз-ортоклазовые. В последнее время в связи с ними обнаружены нефелиновые сиениты.

Кислые породы — гранодиориты, адамелиты, плагиограниты, граниты — широко распространены. Встречаются они совместно со средними породами в восточной части габброидных плутонов. Для этих пород также во многих случаях характерны микропегматитовые сростания кварца и полевых шпатов и обрастание плагиоклаза калиевым полевым шпатом. Впрочем, за последнее время появилась тенденция выделять сиениты, а также большинство плагиогранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов в особые, более молодые интрузивные комплексы.

Жильные породы, входящие в состав уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации, многочисленны и разнообразны. Они секут как дуниты, так и пироксениты и габбро, иногда образуя густую сеть даек и мощных жил. Широко распространены, с одной стороны, меланократовые дайковые породы — дуниты (между прочим, секущие пироксениты и даже габбро), верлиты и роговообманковые перидотиты, диаллагиты, различные габбро-пироксениты и габбро-перидотиты (казанскиты, гареваиты), мела-



нократовые амфибол-плагноклазовые породы (исситы, павдиты), беербазиты, спессариты и габбро-порфириды, диабазы и диабазовые порфириды, авгитовые и оливиновые лампрофиды, микродиориты и диорит-порфириды; с другой стороны, весьма широко развиты лейкократовые жильные породы, представленные главным образом плагноклазитами (альбититы, олигоклазиты, андезиниты, лабрадориты).

Мезократовые жильные породы (кварцевые микродиориты, кварцевые диорит-порфириды, кварцевые диориты, банатиты) встречаются редко.

Все эти собственно интрузивные и жильные породы характеризуются рядом особенностей минерального состава, общих для комплекса в целом. Из них в первую очередь следует отметить почти постоянное присутствие магнезиальной шпинели в ультраосновных и даже габброидных породах, а также исключительно широкое развитие роговой обманки, встречающейся даже в ультраосновных породах и являющейся продуктом постмагматической амфиболизации пироксена. Не исключена возможность, что пироксены в отдельных случаях могут быть постмагматическими минералами, развивающимися по оливину, в то время как в других описываемых рядом авторов случаях они сами подвергаются метасоматической оливинизации. Интересную особенность представляет также появление кварца наряду с основным плагноклазом и обильными темными минералами, например, в кварцевом габбро.

Между многообразными типами пород, входящими в состав габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала, обнаруживаются постепенные переходы. Появление переходных разновидностей, видимо, объясняется отчасти дифференциацией; в значительной же мере они являются гибридными породами. Исследования последних лет показывают, что весь комплекс отчетливо многофазен и образован последовательными внедрениями дунитов, пироксенитов, габбро и, наконец, кислых гранитоидных пород. Это доказывается интрузивными взаимоотношениями, метаморфизмом продуктов ранних фаз, наличием ксенолитов и гибридных пород в контактах пород разных фаз внедрения и т. д.

По габбро-пироксенит-дунитовому комплексу Среднего и Северного Урала к настоящему времени накоплен громадный аналитический материал [Воробьева и др., 1962].

Основные особенности химического состава этого комплекса достаточно хорошо иллюстрируются табл. 5, где приведены средние химические составы главных типов пород Тагильского массива, а также диаграммами рис. 8 и 9.

Интересно отметить, что ультраосновные породы уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации отличаются от соответствующих пород описанной ниже гипербазитовой формации, по существу, только несколько повышенным содержанием кальция. Вместе с тем на рис. 9 не обнаруживается характерной для продуктов дифференциации основной магмы в условиях спокойной тектонической обстановки тенденции к значительному повышению отношения $FeO : MgO$ в крайних продуктах дифференциации. Эти отличия, безусловно, имеют генетическое значение и, вероятнее всего, говорят о том, что и по своему происхождению ультраосновные породы рассматриваемого формационного типа ближе к ультраосновным породам гипербазитовой формации, чем к соответствующим породам дифференцированных основных интрузий устойчивых областей.

Рис. 7. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала [по Воробьевой и др., 1962].

1 — амфиболиты; 2 — граниты; 3 — сиениты; 4 — диориты; 5 — габбро; 6 — пироксениты; 7 — дуниты.

Средние составы (приведенные к 100 %) пород Тагильского массива [по Е. А. Кузнецову, 1944]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	35,93	29,00	45,05	49,63	50,82	37,18	43,69	42,17
TiO ₂	0,05	0,66	0,51	0,46	—	0,21	0,53	0,66
Al ₂ O ₃	0,37	3,23	4,32	2,30	1,85	1,03	10,66	23,52
Cr ₂ O ₃	0,47	0,47	0,32	0,30	0,85	0,46	Сл.	—
Fe ₂ O ₃	4,14	13,73	8,77	1,56	1,35	2,21	5,73	4,40
FeO	4,88	17,71	8,63	5,47	3,68	5,08	7,85	4,57
MnO	0,16	0,57	0,11	0,03	Сл.	0,24	0,10	0,45
NiO	0,30	0,21	—	—	Сл.	—	—	0,08
MgO	43,31	28,70	15,57	18,51	18,40	43,51	13,33	7,63
CaO	0,49	3,11	18,66	20,56	22,09	—	15,87	14,32
Na ₂ O	0,08	0,35	0,31	0,20	—	—	1,01	0,96
K ₂ O	0,05	0,10	0,11	0,09	—	—	0,49	0,44
H ₂ O	8,00	2,16	0,64	0,89	0,96	10,08	0,74	0,80
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	Сл.

О к о н ч а н и е т а б л. 5

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	46,40	45,04	45,53	49,72	52,42	59,97	68,31	57,15
TiO ₂	0,47	0,72	0,91	0,12	0,50	0,66	0,33	0,65
Al ₂ O ₃	18,82	16,10	18,05	18,98	16,27	15,14	15,61	18,59
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	8,05	3,13	4,58	4,78	2,90	3,26	0,89	3,01
FeO	3,17	8,43	6,98	5,53	5,65	4,85	2,84	3,36
MnO	0,28	0,09	0,88	0,06	0,30	0,07	Сл.	0,60
NiO	0,19	—	Сл.	—	—	—	—	—
MgO	5,83	6,60	6,72	5,16	6,06	3,30	1,11	1,64
CaO	13,84	14,35	12,17	11,22	11,27	6,58	4,08	5,22
Na ₂ O	1,48	2,12	1,95	2,99	2,40	2,79	3,62	4,11
K ₂ O	0,57	0,84	0,79	0,65	1,25	2,25	1,88	4,41
H ₂ O	0,86	1,83	1,32	0,79	0,98	1,13	1,39	1,26
P ₂ O ₅	0,04	0,54	0,06	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. 1 — дуниты; 2 — сидеронитовые дуниты; 3 — косцевиты; 4 — оливиновые пироксениты; 5 — диаллагиты; 6 — саксониты (0,06 % S); 7 — тылаиты; 8 — оливиновое габбро; 9 — нормальное габбро; 10 — соссюритовое габбро (0,24 % S); 11 — роговообманковое габбро; 12 — габбро-диориты; 13 — габбро-нориты; 14 — диориты основные; 15 — диориты кислые (>35 % SiO₂); 16 — граниты. В пробах 1, 11 установлено содержание CO₂ 1,77 и 0,24 % соответственно.

Условия залегания главных типов магматических пород подчиняются некоторой закономерности. Например, дуниты образуют небольшие овальные тела, окруженные кольцом пироксенитов, и располагаются в западной части габбровых массивов, частью в непосредственном контакте с породами лежащего бока интрузий. Вдоль восточной окраины массивов развиты широкие поля средних и кислых пород: диоритов, гранодиоритов, гранитов. Иногда они образуют и самостоятельные тела, залегающие среди эффузивно-осадочных толщ среднего палеозоя.

Тектоническое положение интрузий уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации к настоящему времени установлено достаточно определенно. Все тела этой формации залегают в западном синклинальном прогибе зеленокаменной полосы. Большинство их расположено между метаморфическими толщами кембрия и ордовика Центрально-Уральского антиклинория и эффузивно-осадочными толщами силура и девона. Интрузивные тела падают в этой зоне на восток и могут рассматриваться в виде

согласных преимущественно межформационных пластовых интрузий. Все исследователи приходят к мысли о том, что по своей форме отдельные крупные массивы приближаются к лакколлитам или факколлитам.

Иную форму имеет описанный Е. В. Свешиковой [1959] Кумбинский массив на Северном Урале (рис. 10), который представляет собой воронкообразное тело, приуроченное к брахисинклинальной структуре вмещающих порфиритов и туфов зеленокаменной толщи силура. В юго-западной его части обособляется небольшое тело дунитов, представляющих собой продукт первой фазы магма-

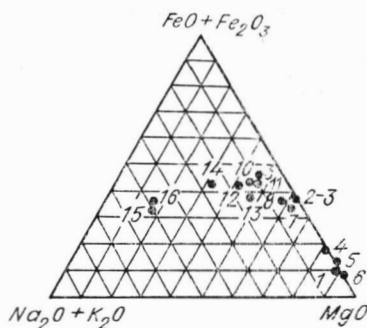
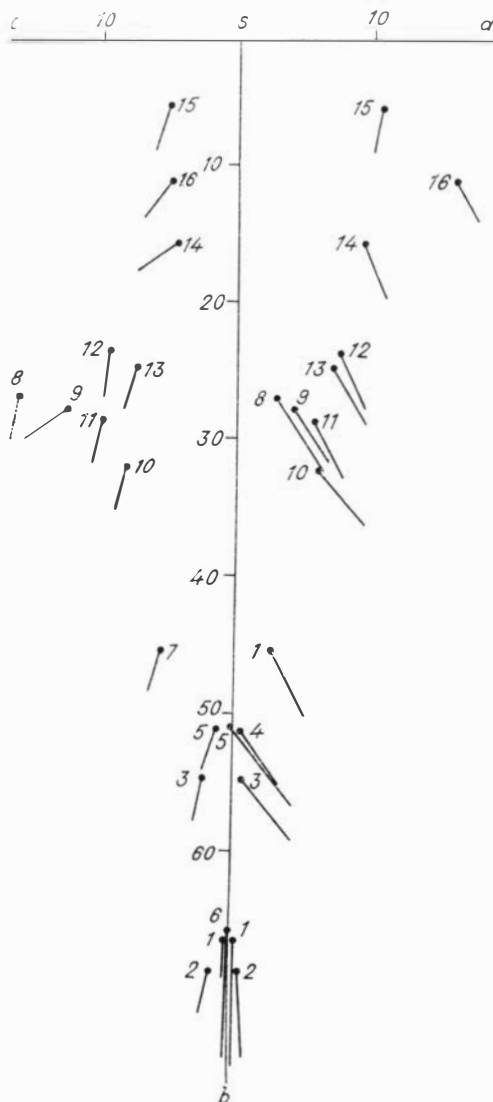


Рис. 9. Дифференциация в Тагильском массиве.

Рис. 8. Диаграмма химических составов интрузивных пород Тагильского массива.

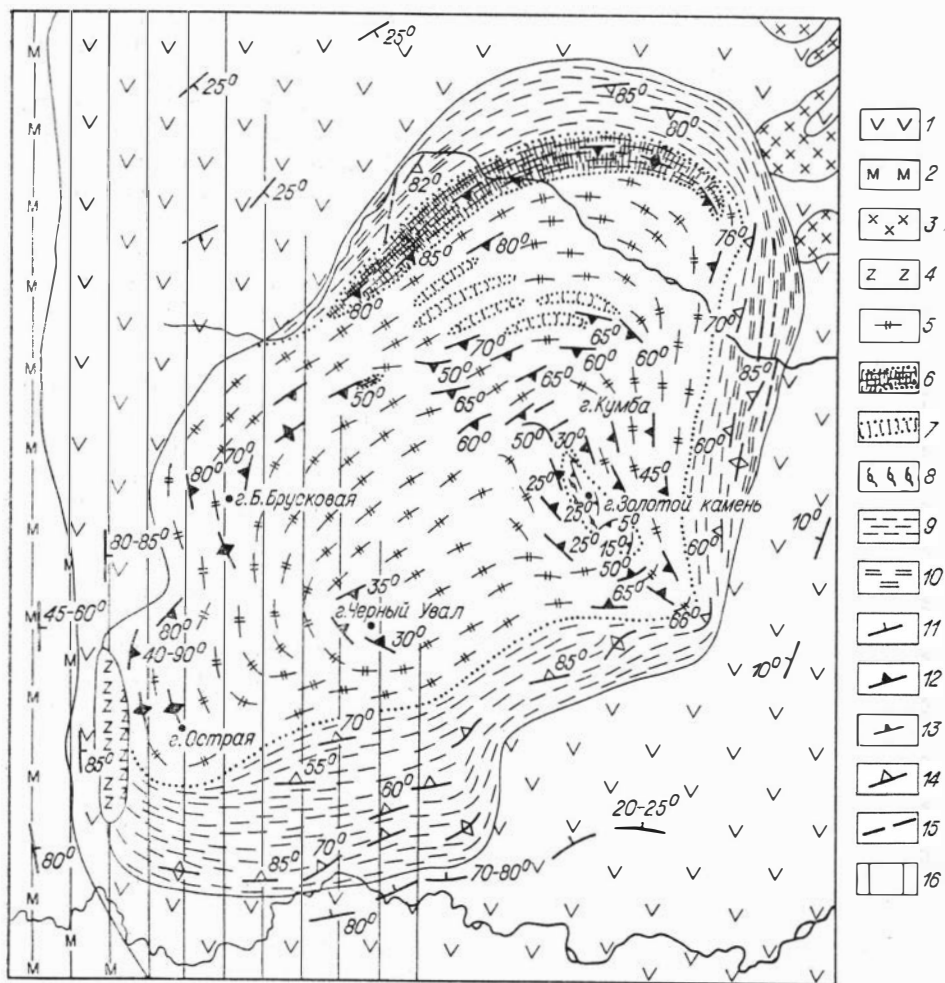


Рис. 10. Схема строения Кумбинского габброидного массива (по Е. В. Свешниковой): 1 — порфиры и туфы зеленокаменной толщи (верхний силур); 2 — метаморфические породы свиты М; 3 — сиенит-диориты и гранодиориты. 4 — дуниты; 5 — мезократовое габбро внутренней зоны; 6 — пироксениты и меланократовое габбро внутренней зоны; 7 — лейкократовое габбро и плагиоклазиты внутренней зоны; 8 — габбро прикромлевой зоны; 9 — габбро краевой зоны; 10 — габбро-диориты и диориты краевой зоны; 11 — элементы залегания зеленокаменных и метаморфических пород; 12 — элементы плоскостной текстуры пород внутренней зоны; 13 — элементы плоскостной текстуры пород прикромлевой зоны; 14 — элементы плоскостной текстуры пород краевой зоны; 15 — разломы и зоны дробления; 16 — полосы амфиболитизированных пород.

тической деятельности. В результате второй, главной, интрузивной фазы был создан воронкообразный плутон габброидных пород. Третья фаза дала самостоятельные штокообразные тела гранодиоритового и сиенит-диоритового состава.

Габброидный плутон также формировался в несколько приемов. Сначала имела место интрузия мелкозернистого габбро. Породы этой субфазы сохранились только в виде пятен, линз и эруптивных брекчий в среднезернистом габбро главной субфазы. Последняя составляет большую часть плутона и обнаруживает ясную расслоенность. Внутренняя часть массива — это область распространения среднезернистого оливнивого габбро, в котором обособляются полосы лейкократовых габбро и плагиоклазитов, а также меланократовых габбро и пироксенитов. В красной части массива

выделяется зона, сложенная гиперстеновым габбро, габбро-диоритами и диоритами. Наконец, местами сохранилась прикровельная зона мелкозернистых оливиновых и гиперстеновых габбро с ксенолитами пироксен-плагноклазовых роговиков. В заключительную фазу интрузий возникли штокообразные тела и жилы пегматоидного габбро и габбро-пегматитов и, наконец, жилы габбро, габбро-диоритов, пироксенитов и плагноклазитов, а также рудные магнетитовые жилы. Более поздними и не связанными с габброидной интрузией являются жильные диабазы, порфириты, лампрофиты и породы гранит-сyenит-диоритового ряда.

Вопрос о возрасте Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации во многом еще остается неясным. Одни исследователи, например В. М. Сергиевский [1958], считают, что верхняя ее граница не выходит за пределы силура, и связывают формацию самым теснейшим образом со спилит-кератофировой формацией зеленокаменной полосы, рассматривая эту связь в качестве комагматичной. Другие, например О. А. Воробьева и др. [1962], полагают, что ее интрузии проявляются одновременно со складчатостью, деформировавшей спилит-кератофировую формацию, и, следовательно, являются несколько более поздними по сравнению с последней.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация Восточного Казахстана изучена и описана под названием дунито-пироксенито-габбровых комплексов Н. П. Михайловым [1962]. Эта формация развита здесь плохо и распространяется, в частности, значительно менее широко по сравнению с гипербазитовой формацией. В отличие от интрузий гипербазитовых комплексов, которые наблюдаются в виде цепочек небольших интрузивных тел линзовидной или жиллообразной формы простого состава, интрузии габбро-пироксенит-дунитового комплекса образуют значительно более крупные тела, обнаруживающие ясные признаки дифференциации в камере плутона. Характерной особенностью интрузий является наличие резко обособленных тел бесполовошпатовых ультраосновных пород, заключенных в более крупных массивах габбро, а также присутствие в верхних частях габбровых массивов кислых дифференциатов габбровой магмы (диоритов, плагногранитов).

Наиболее типичным представителем рассматриваемого комплекса интрузий Н. П. Михайлов [1962, с. 157—161] считает массив Тесиктас в Северном Прибалхашье. В плане этот массив имеет неправильную форму — с юго-востока он обрывается крупной интрузией герцинских гранитов, которые, вероятно, уничтожили значительную его часть. Массив сложен габброидами, среди которых резко обособляются три тела дунитов, на контакте которых с габбро наблюдается своеобразная серия пород, представленных пироксенитами и оливинсодержащими габбро типа тылаитов. Все эти породы дают постепенные переходы к нормальным габбро и слагают полосы и неправильной формы участки, расположенные или в непосредственном контакте между дунитами и габбро, или же целиком в габбро вблизи их контакта с дунитами. К северо-западу от дунито-габбрового массива располагается массив диоритов и плагногранитов. Тесная пространственная связь диоритов и плагногранитов с габброидами позволяет допустить, что они представляют, вероятно, наиболее кислые дифференциаты интрузии Тесиктас, лишь частично обтекающиеся из-под кровли вмещающих пород.

Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс Западного Саяна, описанный П. М. Волоховым и В. М. Ивановым [1961], может служить другим примером габбро-пироксенит-дунитовой формации. Район распространения этой формации сложен преимущественно древними предположительно нижне- и среднекембрийскими геосинклинальными обра-

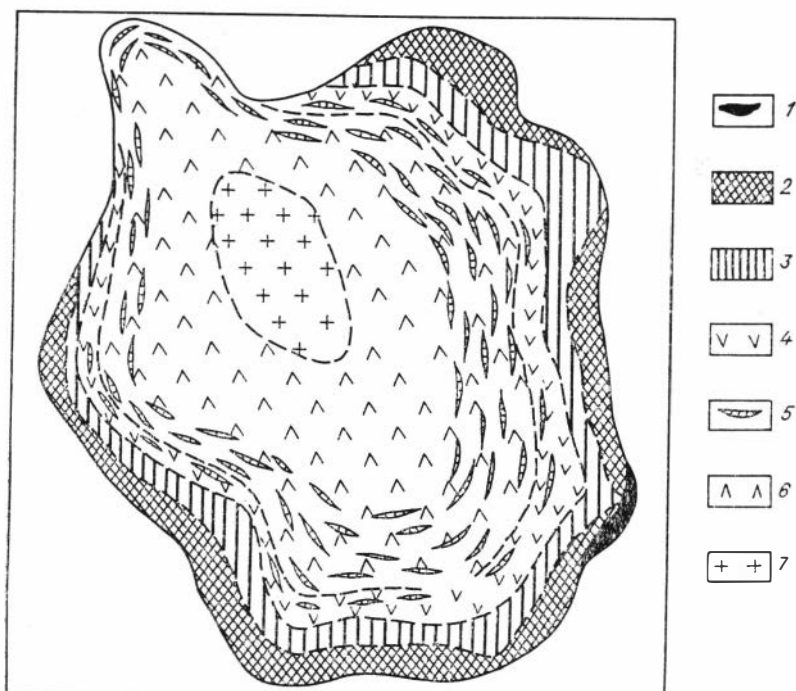


Рис. 11. Схема строения Лысогорского габбро-пироксенит-перидотитового массива [по Волохову, Иванову, 1961].

1 — дуниты, 2 — перидотиты, 3 — пироксениты, 4 — нориты и габбро-нориты, 5 — горнблендиты и анортозиты (в прослоях и линзах), 6 — роговообманковое габбро, 7 — кварцевое габбро, диориты и кварцевые диориты.

зованиями, представленными главным образом диабазами, порфиритами, хлоритовыми сланцами, а также развитыми спорадически рифогенными известняками и кремнистыми породами типа лидитов. В зонах регионального метаморфизма этому комплексу эффузивно-осадочных пород соответствует комплекс метаморфический, сложенный преимущественно амфибол-плагиоклазовыми и кварцево-слюдистыми кристаллосланцами. Лысогорский комплекс включает четыре массива: Лысогорский (рис. 11), Шаманский, Аталыкский и Кобезский. Интрузивы комплекса характеризуются небольшими размерами и преимущественно воронкообразно-конической, реже линзообразной формой тел. Воронкообразные плутоны, как правило, дискордантные; линзообразные — согласные по отношению к структуре вмещающих толщ. Площадь выходов отдельных массивов обычно не превышает 35 км².

Петрографический состав пород массивов разнообразен и представлен рядом от дунитов до кварцевых диоритов. Кроме крайних членов в этом ряду выделяются гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, шрисгеймиты, вебстериты, диаллагиты, алливалиты, эвкриты, нориты, габбро-нориты, роговообманковое габбро, анортозиты, горнблендиты, а также биотит-содержащие роговообманковые габбро и диориты. Наиболее распространены среди гипербазитов верлиты и пироксениты, а среди базитов — роговообманковые габбро, габбро-нориты и нориты.

Во всех плутонах комплекса указанные породы представляют собой производные дифференциации исходной магмы непосредственно в магматической камере. Отдельные дифференциаты слагают в теле массивов магматические слои, группирующиеся в согласно стратифицированные

серии. В вертикальном разрезе последних последовательность изменения состава пород в магматических слоях идет снизу вверх от ультраосновных к основным и средним; нередко она оказывается ритмически построенной. Ритмика в чередовании слоев наиболее четко проявлена в низах стратифицированной серии. Ритмы, как правило, двучленные. В самых низах серии они сложены слоями дунитового и перидотитового состава, несколько выше — перидотитового и пироксенитового, еще выше пироксенитового и габбрового. По мере продвижения к верхам разреза стратификация с ритмичностью постепенно затухает, приобретая на первых порах скрытый характер, а затем полностью исчезает. Контакты между магматическими слоями обычно представляют собой плавные переходы, реже являются резкими. Сочленение магматических слоев с поверхностью контакта магматической камеры, как правило, имеет достаточно хорошо выраженное угловое несогласие. Последняя особенность внутренней структуры массивов комплекса отличает их от концентрически-зональных плутонов, магматическая слоистость которых согласна с поверхностью их ложа. Вследствие этого на современных депудационных срезах массивов коническo-воронкообразной формы фиксируется, как правило, не полный разрез указанной выше дифференцированной серии, а лишь часть его. Примером благоприятного для наблюдения сочетания денудационного среза с вертикальным разрезом расслоенной структуры массивов является Лысогорский плутон, в коренных выходах которого вскрыт почти полный разрез дифференцированной серии (см. рис. 11).

Описываемый комплекс пород обладает рядом минералогических особенностей, специфических для данного формационного типа. В их числе можно отметить следующие.

Т а б л и ц а 6

Химический состав пород лысогорского интрузивного комплекса [по Волохову, Иванову, 1961]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	38,62	41,33	48,23	43,89	43,75	50,32	50,23	52,37	57,92
TiO ₂	0,31	0,16	0,37	1,27	0,56	0,99	0,84	0,67	0,60
Al ₂ O ₃	2,33	7,95	3,12	12,57	18,05	18,30	17,74	16,96	16,07
Fe ₂ O ₃	2,60	1,45	1,22	2,52	4,35	7,07	2,15	1,70	7,08
FeO	15,40	11,91	5,42	8,87	6,17	2,56	6,71	6,49	3,03
MnO	0,23	0,18	—	0,22	0,09	—	0,16	0,10	—
MgO	34,89	28,96	19,96	15,25	10,15	7,47	6,55	6,53	5,22
CaO	2,23	5,67	17,03	10,88	12,22	9,93	9,48	8,76	7,83
Na ₂ O	0,39	0,61	0,32	1,90	1,71	2,96	3,37	3,54	3,20
K ₂ O	0,12	Не обн.	0,07	0,28	0,21	0,17	0,54	0,74	0,80
H ₂ O	0,09	0,20	—	0,11	0,05	—	0,10	0,18	—
P ₂ O ₅	0,03	0,029	0,007	0,02	0,40	0,208	0,19	0,187	0,14
NiO	0,07	0,08	0,01	Сл.	—	—	Следы		—
CoO	0,02	0,02	—	0,05	0,001	—	0,003	Не обн.	—
V ₂ O ₅	0,01	0,02	—	0,09	0,03	—	0,045	0,04	—
Cr ₂ O ₃	0,02	0,09	—	0,05	0,01	—	0,02	0,02	—
С у м м а . . .	97,36	98,66	95,75	97,97	97,75	99,98	98,13	98,29	101,89

П р и м е ч а н и е. 1 — перидотиты, по 3 анализам; 2 — алливалит; 3 — пироксенит; 4 — горнблендит, по 2 анализам; 5 — роговообманковое габбро, по 2 анализам; 6 — норит; 7 — габбро-диорит; 8 — кварц-биотитовое габбро; 9 — диорит.

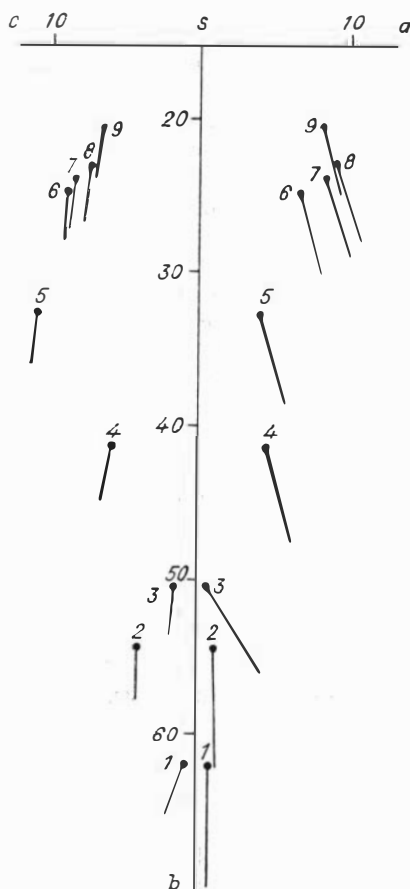


Рис. 12. Диаграмма химических составов пород Лысогорского массива.

1. Существенно магнезиальный характер мафических минералов. Среди оливинов, входящих в состав пород комплекса, преобладают разности, в которых содержание фаялитового компонента колеблется в пределах 10—15 %, а наиболее железистым является хризолит с содержанием фаялита, равным 32 %. Среди ортопироксенов наиболее обычные энстатиты с содержанием магнезиального компонента около 80—85 %; более железистые разности бронзитового состава (минимальное содержание энстатитового компонента не ниже 72 %) довольно редки. Клинопироксены принадлежат главным образом к группе диопсида-салита, причем максимальное содержание геденбергитового компонента в них едва достигает 12 %.

2. Относительно высокая основность плагиоклазов, анортит-битовнитовые и битовнитовые разности которых в породах комплекса заметно развиты, обуславливая появление весьма характерных для комплекса пород типа алливалитов, эвкритов, анортитовых габбро-норитов, норитов и т. п.

3. Частое присутствие кварца и биотита даже в очень основных и средних по составу членах комплекса.

4. Преимущественно магнетитовый состав акцессорных рудных минералов при почти полном отсутствии хромшпинелидов в ультраосновных породах и слабом развитии титаномагнетита и ильменита в габброидных членах.

Особенности химизма пород лысогорского интрузивного комплекса в основном повторяют особенности химизма Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации, что достаточно наглядно иллюстрируют табл. 6 и векторная диаграмма рис. 12.

Чрезвычайно характерна высокая свежесть пород рассматриваемого интрузивного комплекса, обусловленная весьма ограниченным развитием продуктов постмагматических изменений. Не менее характерно отсутствие в массивах пород эндоконтактной закалки и слабое развитие дайковой фации, а также ограниченное проявление экзоконтактного метаморфизма.

Вопрос о возрасте лысогорского комплекса решается в настоящий момент недостаточно определенно. Его формирование предшествует внедрению садринских среднекембрийских (?) плагиогранитов, а также внедрению лебедских и верхнекасских средне-верхнекембрийских (?) гранитоидов. По прорыву нижне-среднекембрийских геосинклинальных эффузивно-осадочных образований время стаповления комплекса дати-

руется низким — средним кембрием. Вопрос этот нуждается в дополнительной проработке, поскольку в восточном конце Западного Саяна аналогичный лысогогорскому так называемый булжинский интрузивный комплекс прорывает кембро-ордовикскую адасутскую свиту и, таким образом, может оказаться ордовикским.

ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В работах Ю. А. Билибина [1955], Н. К. Морозенко [1957] и ряда других исследователей выделяется особый габбро-плагиогранитовый комплекс «начальных» этапов, представленный мелкими интрузиями, во времени обычно следующими за интрузиями гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формации. Действительно, такие интрузивные комплексы распространены широко и заслуживают выделения в самостоятельный формационный тип, хотя они, будучи изученными еще очень плохо, обычно не отделяются от более ранних гипербазитовых и габбро-пироксенит-дунитовых или от более поздних существенно плагиогранитовых формаций.

К данному формационному типу следует относить интрузивные комплексы, сложенные габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, плагиогранитами; габброидные породы или заменяющие их гибридные диориты в таких комплексах преобладают или, во всяком случае, играют существенную роль. По-видимому, это — всегда многофазные (чаще двухфазные) интрузивные комплексы с ясно различающейся ранней габбровой фазой и более поздней плагиогранитовой. Породы диоритового состава имеют, как правило, гибридный характер, являясь продуктами воздействия гранитоидных расплавов на более ранние габброидные породы.

Количественные отношения собственно магматических габброидных пород и плагиогранитов, с одной стороны, и гибридных диоритов, кварцевых диоритов и т. д. — с другой, видимо, зависят больше от химической активности поздних гранитоидных магм, чем от их количества. Поэтому магматические комплексы, относимые к данному формационному типу, в одних случаях могут существенно состоять из таких контрастных пород, как габбро и плагиограниты, а в других — главным образом из гибридных диоритов. Очевидно, то или другое проявление этого формационного типа зависит целиком от масштаба ассимиляционно-метасоматической переработки габброидных пород первой фазы внедрения более поздним гранитоидным расплавом.

По составу, времени и обстановке образования габбро-плагиогранитовая формация приближается, с одной стороны, к типу габбро-пироксенит-дунитовых формаций, с другой — к плагиогранитовой формации и занимает между ними как бы промежуточное положение. Многие особенности состава, строения и условий образования являются общими для всех этих трех формационных типов. Например, для всех них характерны пространственная и генетическая связь со силит-кератофировыми формациями, близкий петрографический и минеральный состав и т. д.

Главным отличием габбро-плагиогранитового формационного типа от габбро-пироксенит-дунитового, по-видимому, нужно считать отсутствие или ничтожное развитие ультраосновных пород и вместе с тем большую роль гранитоидных и гибридных диоритовых пород. Эти отличия объясняются значительно меньшей ролью процессов дифференциации при образовании габбро-плагиогранитовых формаций, что хорошо увязывается и с обычно небольшими размерами магматических тел, и с появлением их на более поздних стадиях развития подвижной зоны, в корневой части кото-

рой к этому времени могли возникнуть гранитоидные расплавы. От плагиогранитового типа магматических формаций габбро-плагиогранитовый тип отличается значительно меньшим объемом гранитовых пород и обычно меньшими размерами отдельных интрузивов.

Главные особенности минерального и петрографического состава габбро-плагиогранитовых формаций определяются, видимо, широким развитием специфических для них явлений метасоматической переработки и ассимиляции габброидных пород под действием более поздних гранитоидных расплавов. Поэтому очень характерными типами пород для описываемой формации являются амфиболизированные и окварцованные габбро и габбро-диориты, горблендиты: такситовые диориты и кварцевые диориты, а также плагиограниты часто с микропегматитовой структурой. Минералогические особенности габбро-плагиогранитовой формации, по-видимому, очень близки, если не тождественны таковым габбро-пироксенит-дунитовой формации.

К типу габбро-плагиогранитовых формаций может быть отнесена «габбровая формация» Центрального Казахстана, описанная Г. Ф. Ляпичевым [1956]. Пространственно и генетически она связана с нижнекембрийской спилит-кератофировой формацией и в своем распространении приурочена к геоантиклинальным поднятиям ранней стадии развития геосинклинали. Габбровые интрузии имеют дайкообразную или штокообразную форму; большинство их обладает прекрасно выраженной полосчатой текстурой.

Габбро-плагиогранитовая формация Центрального Казахстана является многофазной. Ранняя и главная ее интрузивная фаза представлена габбро. Ультраосновные породы (перидотиты и пироксениты в виде шпировых обособлений) присутствуют не всюду и занимают резко подчиненное положение. Главная же роль принадлежит нормальным и амфиболовым габбро: среди последних встречаются кварцевые и микроклиновые разновидности. Порфировидные и офитовые структуры придают породам гипабиссальный облик и, по мнению Г. Ф. Ляпичева, образовались на глубине 1,5—2,0 км. Продукты второй интрузивной фазы представлены главным образом плагиогранодиоритами и граносиенитами. Кроме этих пород встречаются нормальные и щелочные граниты, а также сиениты, но они либо имеют ничтожное распространение, либо образуют в некоторых случаях дайковые внедрения. Гранодиориты же и граносиениты нередко не только не уступают по площади габбро, но иногда и превосходят их. Дайковая серия включает микрогаббро и габбро-порфириты, диориты и кварцевые диориты, плагиограниты и плагиоаплиты, альбититы, щелочные граниты и сиениты. Весь этот комплекс пород Г. Ф. Ляпичев рассматривает как ряд дифференциатов габброидной магмы. Более же вероятной является иная связь основной и кислой магмы, что будет показано ниже.

Проявления контактового метаморфизма в связи с габбровыми интрузиями плохо улавливаются, поскольку интрузии часто располагаются в зеленокаменном измененных толщах.

Габбро-плагиогранитовая формация Тейского железорудного месторождения (Кузнецкий Алатау) представляет собой другой крайний случай проявления данного формационного типа с исключительно широким развитием процессов ассимиляции и метасоматоза. По описанию Г. В. Полякова и А. Е. Телешева [1960], основная интрузия образует согласные тела в осадочной толще нижнего кембрия и, вероятно, имеет нижне- или среднекембрийский возраст, так как прорвана гранитами верхнего кембрия — ордовика. Сложена она в основном гибридными диоритами и кварцевыми диоритами, среди которых сохранились отдельные участки пер-

вичных габбровых пород, местами интенсивно инъецированных лейкократовыми плагногранитами и кварцевыми диоритами.

Среди первичных габброидных пород наиболее распространены роговообманковые, реже оливиновые габбро и совсем редко габбро-перидотиты, содержащие 35 % оливина и 30 % салита, а также горнблендиты, представляющие собой, вероятно, продукты метасоматической переработки последних. Породы инъекций весьма неоднородны. Это лейкократовые альбитовые плагнограниты, часто микропегматитовые. Шире распространены лейкократовые кварцевые и бескварцевые диориты, имеющие крайне непостоянный состав: в частности, содержание кварца в них колеблется от 5 до 20 %, сильно изменяется также количество темноцветных компонентов. Такие диоритовые породы являются продуктами контаминации плагногранитового расплава основными породами первой фазы интрузии. Массовая гранитовая инъекция в габбро сопровождалась значительным изменением последних и привела к образованию различных гибридных и метасоматических пород, которые в настоящее время преобладают среди других пород интрузии. Упомянутые выше габбро-перидотиты, оливиновые и роговообманковые габбро встречаются лишь отдельными участками и представляют собой реликты первичных пород. Главная же масса интрузии сложена различными диоритами. Состав последних меняется от лейкократовых кварцевых, близких к гранодиоритам, разностей до меланократовых, близких к габбро-диоритам, причем на отдельных участках значительно развиты и горнблендиты.

Наблюдалось два вида изменений первичных основных пород под действием более поздней гранитовой инъекции.

1. Габбро рассекается сетью мелких прожилков гранитового материала. Прожилки имеют более или менее четкие границы и резко отличаются по составу от вмещающих их пород. Габбро на таких участках сильно амфиболлизировано и серпентинизировано. Измененные участки становятся более светлыми, на их фоне резко выступают темноокрашенные реликты неизмененных габбро и вся масса породы приобретает пятнистый вид.

2. Инъекционные прожилки, рассекающие габбро, не имеют четких границ. Лейкократовый гранитовый материал проникает от жиллок внутрь габбро, как бы рассасываясь в нем и растворяя в себе меланократовую массу габбро, причем наблюдается ясная дезагрегация габбрового материала. Составы этих двух контрастных пород постепенно выравниваются и в результате возникает такситовая гибридная порода, которая в зависимости от особенностей этого процесса приобретает состав габбро-диорита, диорита или кварцевого диорита.

Эти отношения ясно показывают, что описываемая интрузия формировалась в два этапа. На первом этапе произошло внедрение магмы состава толеитового базальта, которая, видимо, уже на месте несколько дифференцировалась с обособлением оливиновых и безоливиновых габбро и отдельных шлупоподобных масс габбро-перидотита. Второй этап знаменуется массовой плагногранитовой инъекцией, с которой связываются весьма значительные по масштабам процессы гибридизма и метасоматоза, обусловившие крайне неоднородные состав и строение интрузива в целом.

Описанная интрузия, как видим, характеризуется в среднем диоритовым составом, причем собственно габбро и плагнограниты в ней распространены мало. Поэтому может возникнуть сомнение в правильности отнесения ее к типу габбро-плагногранитовых формаций. Однако гибридный характер диоритовых пород и образование их в результате взаимодействия плагногранитовой магмы с габбро настолько ясен, что подобные существенно диоритовые интрузии следует относить именно к габбро-

плагногранитовому формационному типу, конечно, в том случае, если происхождение всех типов пород хорошо установлено в результате тщательных и умелых геолого-петрографических исследований.

ПЛАГИОГРАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Плагногранитовая формация представляет собой только разновидность описанной выше габбро-плагногранитовой формации и характеризуется преимущественным развитием кислых, главным образом плагногранитовых пород при подчиненной роли основных и полным отсутствии пород ультраосновного состава. Породы, составляющие сравниваемые формационные типы, совершенно тождественны по химизму и минеральному составу — отличия плагногранитовой формации от габбро-плагногранитовой скорее количественные, чем качественные.

Как и в большинстве габброидных интрузий геосинклинальной стадии развития подвижных областей, плагногранитовые формации всегда тесно пространственно, во времени и генетически связаны с эффузивно-осадочными спилит-кератофировыми формациями, но только с теми их разновидностями, для которых характерно широкое распространение кварцевых кератофиров, выделенных в только что описанный особый тип «кварц-кератофировых формаций». Интрузивные тела плагногранитовой формации обыкновенно и размещаются внутри эффузивно-осадочных толщ кварц-кератофировых формаций с образованием согласных или чаще секущих линейных интрузий, явно связанных с крупными долгоживущими разломами. Интрузии плагногранитов обычно внедряются в уже деформированные складчатостью эффузивно-осадочные толщи (а также в подстигающие последние древние породы), но вместе с тем часто бывают интенсивно раздавленными, катаклазированными и превращены в ортогнейсы в результате позднейших тектонических движений.

Несмотря на крупные размеры интрузивов плагногранитовой формации, они в большинстве случаев несут явные признаки образования в условиях малых глубин, выражающиеся в широком развитии закаленных порфировых краевых фаций, слабом контактовом метаморфизме, отсутствии пегматитов, размещении их среди родственных эффузивных толщ и т. д. Они могут давать совершенно постепенные переходы к типичным субвулканическим интрузиям альбитовых гранит-порфиров и кварцевых альбититов; в некоторых районах, например в Рудном Алтае или Восточном Закавказье, данный формационный тип оказывается представленным главным образом такими малыми порфировыми интрузиями.

Плагногранитовые формации всегда бывают сложными, многократными (многофазными). Наиболее ранние инъекции часто имеют габбровый состав, причем это чаще всего амфиболовые, реже нормальные габбро, иногда оливиновые габбро и совсем редко нориты. Ультраосновные породы в составе плагногранитовых формаций, по-видимому, не встречаются или наблюдаются крайне редко. Среднего состава породы (диориты, кварцевые диориты), судя по особенностям их состава, структуры и текстуры, всегда представляют собой гибридные образования, развивающиеся в результате взаимодействия гранитоидной магмы с более ранними основными породами. Наиболее развиты плагнограниты и трондьемиты, т. е. гранитоидные породы с кислым плагиоклазом и без или с очень малым количеством калиевого полевого шпата. В гораздо меньшей степени развиты гранодиориты и нормальные граниты. Свита жильных пород обычно слабо развита и представлена преимущественно асхистовыми породами, в то время как аплиты и пегматиты крайне редки и вообще не типичны.

Из особенностей минерального состава следует отметить: преимущественное развитие роговых обманок в группе темноцветных минералов, крайне ограниченное развитие калиевых полевых шпатов, широкое развитие кварца; последний встречается не только в диоритах, но и в габбровых типах, а в плагиогранитовых породах содержание кварца нередко достигает 40—50 %.

Эти особенности, конечно, определяются достаточно своеобразным химизмом пород плагиогранитовой формации, отличающихся постоянной пересыщенностью глиноземом (в собственно гранитоидах), резким преобладанием натрия над калием и высокой кремнеземистостью, что выражается в аномально высоком, даже для гранитов, значении величины Q ; менее характерно относительно высокое значение величины c в гранитоидах.

Контактный метаморфизм проявляется в развитии нормальных контактовых роговиков. Интенсивность рооговикования и ширина контактовой зоны невелики. В случае контактов с карбонатными породами нередки скарны.

С плагиогранитовыми (и кварцевыми альбитит-порфировыми) формациями генетически и пространственно связаны очень многие контактовые, но главным образом метасоматические и жильные месторождения меди и других цветных металлов. Примером могут служить Маинское месторождение в Западном Саяне, колчеданные месторождения Урала в СССР и Тронхеймской мульды в Норвегии и т. д. С интрузиями альбитовых гранит-порфиров и кварцевых альбитофиров связываются полиметаллические месторождения Салапра, Риотинто в Испании, ряд месторождений Восточного Закавказья и т. д.

Маинская плагиогранитовая интрузия, по-видимому, может служить прототипом для плагиогранитовых формаций. По данным В. Н. Смышляева [1958], она представлена более чем 20 плутонами самых различных размеров. Плутоны имеют линейно вытянутую или эллиптическую форму и протягиваются цепочкой вдоль северного подножия Западного Саяна, почти нигде не выходя за пределы поля развития нижнемонокской свиты нижнего кембрия.

Самым крупным телом Маинской интрузии является Енисейский плутон, образующий линейно вытянутое тело длиной почти 100 км при ширине в среднем 8—10 км (рис. 13). Общая площадь, занятая плутоном, около 550 км². Изучение протектоникки, вещественного состава и взаимоотношений с вмещающими породами позволяет относить его к посторогенным сложным массивам трещинного типа с полуавтономной внутренней структурой. Возрастное положение Маинской интрузии определяется ее залеганием в эффузивной толще нижнемонокской свиты нижнего кембрия; галька маинских плагиогранитов имеется уже в конгломератах верхнемонокской свиты, охарактеризованной фауной санаштыкольского комплекса, возраст которого разными исследователями определяется от конца нижнего до середины среднего кембрия.

Маинская интрузия является сложной (многофазной). Отчетливо выделяются пять фаз внедрения: 1) габбро, габбро-нориты, амфиболовое габбро и кварцевое габбро; 2) плагиограниты, кварцевые альбититы, плагиогранит-порфиры и кварцевые альбитит-порфиры; 3) биотитовые плагиограниты; 4) гранофировые плагиограниты и адамелиты; 5) микрограниты и пегматиты. Наиболее распространены породы второй фазы, в то время как основные породы, а также кислые породы последних трех фаз играют явно подчиненную роль и в некоторых телах могут вообще отсутствовать.

Основные породы характеризуются сочетанием основного плагиоклаза (битовнит, анортит), часто зонарного, с диопсидом, иногда с гиперстеном, причем диопсид частично или нацело амфиболлизирован.

Кислые породы второй фазы связываются между собой постепенными переходами, причем вариации их состава определяются некоторой изменчивостью основности плагиоклаза и колебаниями в количестве калиевого полевого шпата. В большинстве случаев лейкократовые породы, состоящие из кварца (содержание в среднем около 40 % и иногда до 65 %), кислого плагиоклаза (типа альбита №8—10 или олигоклаза №12—20); темновесные минералы, представленные хлоритизированной роговой обманкой и редко биотитом, присутствуют в очень небольшом количестве (2—7 %). Калиевый полевой шпат для данной группы пород не типичен. В краевых зонах плутона широко развиты порфировые породы (плагиогранит-порфиры, кварцевые альбитит-порфиры), представляющие собой только структурные разности собственно интрузивных пород. Характерной их особенностью является обилие пидоморфных (бипирамидальных) порфировых выделений кварца.

Биотитовые плагиограниты встречены всего в двух местах. Они отличаются довольно обильным биотитом (до 10 %). Гранофировые гранитоиды образуют несколько небольших штокообразных тел. Породы эти характеризуются присущей всем им гранофировой структурой и постоянным содержанием кварца (38 %), а также наличием калиевого полевого шпата, присутствующего в переменных количествах и обладающего розовой или красной окраской. Жильные породы представлены микрогранитами и письменными гранитами.

В целом этот интрузивный комплекс обладает рядом особенностей состава и структуры слагающих его пород. Прежде всего бросается в глаза обилие кварца, часто пидоморфного, во многих случаях находящегося в гранофировых срастаниях с кислым плагиоклазом. Присутствие кварца отмечается даже в габброидных породах. Типичным темновесным минералом является роговая обманка. Биотит редок и вместе с калиевым полевым шпатом проявлен только в продуктах кристаллизации последних порций магмы. Типичны плагиоклазы (битовнит и лабрадор в габброидных породах и альбит и олигоклаз в гранитоидах).

В составе описываемого интрузивного комплекса незначительно развиты также диоритовые породы (главным образом кварцевые диориты), однако они представляют собой явно гибридные образования, возникающие в результате реакции между плагиогранитовой магмой второй фазы и ранними габброидами. Характерно, что гибридные породы совершенно отсутствуют на контактах плагиогранитов с эффузивами и другими породами вмещающей толщи, свидетельствуя тем самым о том, что гибридность является только родственным, паулопостумным.



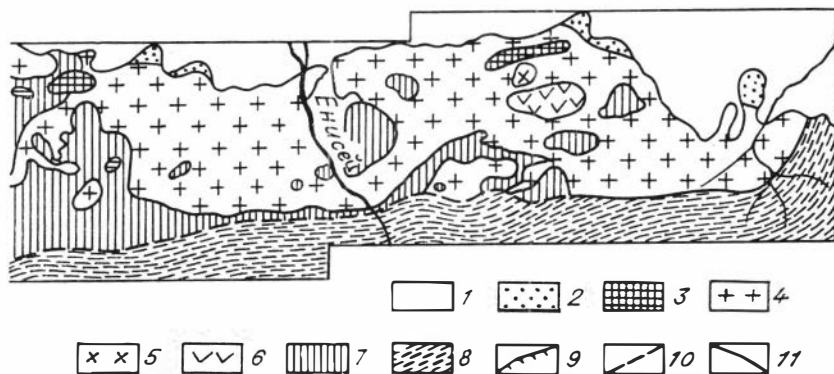
Рис. 13. Геологическая карта Енисейского плутона Майнской интрузии [по Смышляеву, 1958].

Особенности химизма пород Маинской интрузии иллюстрируются табл. 7, а также рис. 14. На рис. 14 можно видеть, что составы горных пород Маинской интрузии образуют два обособленных роя векторов, соответствующих кислым и основным породам. Промежуточные типы отсутствуют. Нанесенные на диаграмму составы гибридных пород не заполняют существующего разрыва и явно тяготеют либо к габброидам, либо к плагιοгранитам. Такая «полярность» составов вообще характерна для всех габбро-плагιοгранитовых и спилит-кератофировых комплексов.

Химизм основных пород отличается весьма высоким содержанием анортитовой извести s и большим значением величины b при очень незначительном содержании щелочей a , что является естественным для маинских габбро, имеющих эвкритовый характер. Все кислые породы значительно пересыщены глиноземом, бедны щелочами (a в пределах от 9 до 11,5) при резко выраженной натровой специализации (среднее для n равно 94,4). Но, пожалуй, самой любопытной особенностью кислых пород Маинской интрузии является очень высокое содержание кремнезема (Q в среднем +40,3), что находит отражение и в очень высоком содержании кварца в плагιοгранитах. Эти особенности химизма Маинской интрузии имеют много общих черт с химизмом нижнемонокских эффузивов, тесно связанных с нею пространственно и генетически.

Контактовый метаморфизм даже около такого крупного тела, как Енисейский плутон, проявлен слабо. Ширина зоны контактово измененных пород измеряется всего несколькими десятками метров. Сланцы чингинской свиты преобразованы в эпидот-кварц-полевошпатовые роговики. Нижнемонокские эффузивы в непосредственных контактах и в ксенолитах перекристаллизованы в кварц-полевошпатовые роговики с трудноуловимой бластопорфировой структурой. С Маинской интрузией генетически связано медное оруденение.

Сначала А. П. Лебедевым и И. В. Гинзбург [1953], а затем В. А. Благовраховым и Я. Д. Шенкманом [1956] описан совершенно аналогичный маинскому комплекс габброидных и плагιοгранитовых пород, расположенный в Восточной Туве на южных склонах Западного Саяна. Габбро-плагιοгранитовая интрузия здесь также залегает в эффузивно-туфогенной толще нижнего кембрия, имеющей кварц-кератофировый состав, частью в более древних метаморфических сланцах. По В. А. Благоврахову и Я. Д. Шенкману, наиболее древними образованиями являются мелкие тела основного состава; позже сформировались кварцевые дио-



1 — аллювиальные отложения; 2 — песчаники и алевролиты нижнего девона; 3 — габбро-нориты; 4 — гранодиориты, плагιοграниты, плагιοгранит-порфиры; 5 — биотитовые плагιοграниты; 6 — альбититы и щелочные граниты; 7 — эффузивы спилито-кератофировой серии; 8 — метаморфические и осадочные породы нижнего кембрия; 9 — линия Северо-Саянского взброса; 10—11 — дизъюнктивные; 10 — предполагаемые, 11 — прослеженные.

Химический состав пород Майнской плагииогранитовой интрузии [по Смышляеву, 1958]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,93	43,05	47,38	51,06	50,44	56,30	51,55	60,56
TiO ₂	—	—	—	—	—	Не опр.		0,41
Al ₂ O ₃	12,31	17,43	16,75	16,82	16,94	9,46	15,97	17,96
Fe ₂ O ₃	4,20	5,00	4,66	3,42	3,72	1,28	3,98	1,48
FeO	8,80	13,18	8,57	8,15	8,80	7,58	9,16	4,15
MnO	—	—	—	—	—	Не опр.		—
MgO	12,47	6,35	7,73	6,91	5,72	11,23	5,55	2,12
CaO	11,01	10,87	9,10	10,39	10,57	10,55	9,77	6,31
Na ₂ O	0,43	1,03	2,65	1,44	1,87	0,99	1,33	3,48
K ₂ O	0,06	1,00	0,15	0,25	0,35	0,58	0,46	1,89
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	Не опр.		0,15
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	1,34
П. п. п.	0,69	1,45	2,30	0,85	0,85	1,27	1,55	0,40
Сумма . . .	99,90	99,36	99,29	99,29	99,26	99,64	99,32	100,25

Окончание табл. 7

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	67,04	75,07	74,10	68,90	72,13	76,97	74,82	75,24	48,56
TiO ₂	0,46	0,02	0,10	0,45	0,23	0,20	—	0,07	1,04
Al ₂ O ₃	14,62	12,44	12,94	13,25	15,15	12,24	13,68	13,61	15,20
Fe ₂ O ₃	1,75	1,72	1,69	1,92	1,53	1,80	0,55	0,79	4,03
FeO	5,25	2,12	1,81	4,85	2,08	1,39	0,60	1,13	5,53
MnO	0,16	—	0,02	0,11	0,13	0,02	—	0,06	0,14
MgO	1,55	0,45	0,58	1,79	0,49	0,25	0,37	0,10	9,86
CaO	6,30	1,85	2,05	2,32	3,83	0,42	0,74	0,85	9,41
Na ₂ O	2,27	4,78	3,66	4,93	3,45	3,53	3,56	3,50	2,54
K ₂ O	0,26	0,47	1,70	0,38	0,39	2,16	5,00	4,87	0,44
P ₂ O ₅	—	—	0,01	0,08	0,09	0,01	—	0,02	0,35
H ₂ O	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,88	0,65	1,28	1,89	0,64	0,90	0,32	0,13	3,50
Сумма . . .	100,66	99,57	99,94	100,87	100,14	99,89	99,64	100,36	100,50

Примечание. 1 — габбро-норит; 2, 3 — габбро; 4 — кварцсодержащее габбро; 5 — кварцевый габбро-норит; 6 — гибридное кварцевое габбро; 7 — гибридное кварцевое габбро; 8 — кварцевый габбро-диорит; 9 — гибридный тоналит; 10 — плагииограниты, по 6 анализам; 11 — гранодиориты, по 4 анализам; 12 — плагииогранит-порфир, по 2 анализам; 13 — биотитовые плагииограниты, по 2 анализам; 14 — адамеллит; 15 — пегматит (из дайки); 16 — аляскитовый микрогранит (из дайки); 17 — оливиновый диабаз.

представляются прямыми эквивалентами эффузивных спилитовых и диабазовых формаций. Обычно более поздними оказываются крупные дифференцированные интрузии типа габбро-пироксенит-дунитовых формаций, которые, впрочем, редки и присутствуют далеко не в каждой складчатой эвгеосинклинальной зоне. Наиболее поздней интрузивной формацией эвгеосинклинальных прогибов всегда является габбро-плагιοгранитовая, которая в прогибах эпэвгеосинклинального типа заменяется плагιοгранитовой формацией. Таким образом, общая закономерность в изменении геосинклинальных интрузивных формаций во времени — это смена слабо дифференцированных формаций сильно дифференцированными при одновременном увеличении роли кислых пород в их составе.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что конкретные интрузивные комплексы, которые принадлежат к описанным выше формационным типам, могут находиться в различных отношениях к структуре вмещающих пород. Во многих случаях они образуют пластовые доскладчатые тела, нередко их формирование осуществлялось одновременно с развитием складчатых структур, особенно в связи с образованием первых крупных разрывов, осложняющих складчатые деформации. Но иногда отдельные плутоны, например описанного выше лысогорского габбро-пироксенит-дунитового комплекса, образуют воронкообразные резко дискордантные тела, вообще свойственные вполне консолидированным структурам. Это говорит о том, что «геосинклинальные» интрузивные комплексы в отдельных случаях появляются в уже зрелых геоантиклинальных структурах, сближаясь таким образом с габбро-сиенитовыми и габбро-диоритовыми типами магматических формаций. Образую четко обособленную группу, все четыре описанных в ее составе типа интрузивных формаций связаны постепенными переходами и выделены в значительной мере условно. Из описания можно было видеть, что различия между ними определяются в основном присутствием или отсутствием ультраосновных пород, а также количественными отношениями между основными (и ультраосновными) породами, с одной стороны, и кислыми (в основном плагιοгранитами) — с другой. Естественно, что эти количественные отношения могут в разных случаях значительно меняться, что, конечно, находится в прямой зависимости от тех процессов, которые идут в глубинных магматических очагах, и только частично зависит от направления и интенсивности процессов дифференциации в камере плутона.

О происхождении главных типов магматических пород в конкретных магматических комплексах описанных формационных типов можно сказать следующее.

Наиболее распространенные в данной группе формаций габброидные породы являются продуктами кристаллизации габбро-базальтовой магмы. Колебания в составе габброидных пород хорошо объясняются некоторой дифференциацией этой магмы и отчасти, может быть, ассимиляционными явлениями, причем детали этих процессов пока еще не поддаются удовлетворительной расшивке.

Значительно важнее и интереснее вопросы происхождения плагιοгранитов (а также гранодиоритов и кварцевых диоритов), играющих очень большую роль в сложении габбро-плагιοгранитовой группы, а также ультраосновных пород (пироксенитов и дунитов), наблюдаемых в составе некоторых крупных наиболее «дифференцированных» существенно габброидных комплексов. Взаимоотношения тех и других с габброидными породами во всех случаях оказываются совершенно различными, что дает основание говорить и о различном их происхождении. Эти взаимоотношения в общих чертах выражаются в следующем. Пироксениты и ду-

ниты в большинстве случаев являются продуктами инъекций, более ранних по сравнению с габброидными породами, хотя указываются и факты пересечения габбро жилами дунитов. Если принять во внимание, что фаза, следующая за габбровой фазой интрузивной деятельности, была представлена плагиогранитами и близкими к ним породами, то очень заманчиво предположить, что ультраосновные породы габбро-пироксенит-дунитовой формации являются продуктами особой гипербазитовой магмы, как это думал, например, Б. М. Романов [1949]. Действительно, естественным было бы предположение о том, что в пределах единой тектонически обособленной зоны могли иметь место сначала интрузии гипербазитовой, затем габбро-базальтовой и, наконец, плагиогранитовой магмы с образованием сложных многофазных плутонов. Это было бы вполне естественным для случая прогрессивно разрастающегося магматического очага, заложенного сначала в мантии и затем постепенно продвигавшегося вверх. В пользу такого предположения говорит и отсутствие существенных отличий состава дунитов габбро-пироксенит-дунитовой и гипербазитовой формаций и вообще одинаково магнезиальный характер оливина в породах того или другого формационного типа. Однако это предположение должно быть отвергнуто или, по крайней мере, подвергнуто большому сомнению, так как в этих двух формационных типах ведущую роль играют совершенно различные типы интрузивных пород.

Известно, что в гипербазитовых формациях резко преобладают гарцбургиты, практически отсутствующие в габбро-пироксенит-дунитовых формациях, где перидотиты относятся главным образом к вершинам и лерцолитам. В габбро-пироксенит-дунитовых, да и в других существенно габброидных формациях широко распространены меланократовые габбро, а также породы типа габбро-пироксенитов и габбро-перидотитов, плагиоклазовых перидотитов и т. д., совершенно отсутствующие в гипербазитовых формациях. Эти резительные контрасты в наборах ультраосновных пород, свойственных гипербазитовым и габброидным формациям, являются, конечно, отражением условий образования тех и других. Поэтому более вероятно предположение о происхождении по крайней мере части ультраосновных пород габбро-плагиогранитовой группы формаций в результате каких-то процессов дифференциации базальтовой магмы. Вместе с тем надо сказать, что гипотеза кристаллизационной дифференциации, предложенная в свое время Н. Боуэном [1934] и примененная для Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации А. Н. Заварицким [1932, 1937а, 1941], также не согласуется с теми взаимоотношениями основных и ультраосновных пород, которые установлены более детальными исследованиями последних лет. Необходимо учитывать также возможность широкого распространения постмагматического минералообразования с развитием метасоматических жил пироксенита в дуните, дунита в серпентинитах и т. д. — явлений, обусловивших ряд странных, на первый взгляд, взаимоотношений, вокруг которых велось в свое время много споров и создавались различные гипотезы, вплоть до гипотезы метасоматического происхождения габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала в целом.

Известная самостоятельность диорит-плагиогранитовой группы пород, входящей закономерно в состав почти всех существенно габбровых формаций, устанавливается всеми исследователями [Заварицкий, 1932, 1941; Кузнецов, 1950; Романов, 1949; Воробьева и др., 1962]. Часто подчеркивается при этом, что кислые породы были инъецированы позже основных с образованием гибридных пород среднего состава (диориты, граудиориты, спенит-диориты), характеризующихся широко развитыми

атакситовыми текстурами. «Изучение пород с атакситовой текстурой приводит к заключению, что комплекс средних и кислых (гранодиориты) пород возник в результате самостоятельной интрузии кислой (гранодиоритовой) магмы, воздействовавшей на уже твердые основные породы габбро, образовав серию гибридных пород» [Шадалка, 1937]. С этими наблюдениями и с совершенно правильными вытекающими из них частными выводами находится в противоречии общее заключение о том, что весь комплекс пород, слагающих Уральскую габбро-пироксенит-дунитовую формацию, образовался в результате кристаллизационной дифференциации магмы состава габбро [Шадалка, 1937, с. 57; Заварицкий, 1928, 1941]. К такому же выводу приходит и Е. А. Кузнецов [1950], допуская, кроме того, еще глубинную ассимиляцию в случае образования плагiogранитового и сиенитового рядов дифференциации.

Нам представляется, что гипотеза кристаллизационной дифференциации не может быть принята для объяснения происхождения плагiogранитовых расплавов, так как в этом случае надо ожидать появления средних типов магматических пород в количествах, значительно больших, чем те, которые наблюдаются в действительности. Кроме того, эти средние типы как будто всеми исследователями толкуются как гибридные образования. По-видимому, невозможно с чисто термодинамических позиций ассимиляция продуктов ранней кристаллизации базальтовой магмы расплавом, являющимся остаточным продуктом кристаллизационной дифференциации этой магмы.

Значительно более вероятно предположение о самостоятельности плагiogранитовой магмы. В связи с этим невольно вспоминаются пластовые тела трапповых формаций, которые при достаточных размерах закономерно сопровождаются гранофирами преимущественно плагiogранитового состава, залегающими в кровле интрузии. Такие гранофиты, как это убедительно доказывают Ф. Уокер и А. Польдерварт [1950], относятся к продуктам реоморфизма аргиллитов кровли под действием тепла и эманаций, выделяемых основной магмой. Переплавление гранитового материала в боковых контактах сравнительно небольших даек диабазов описано многими исследователями. Аналогичные процессы плавления с образованием начальных масс кислой гранитоидной магмы, несомненно, должны идти и в зоне тех глубинных магматических очагов, которые создали громадные массы основной магмы, послужившей для образования габброидов главной интрузивной фазы, конечно, в том случае, если эти очаги приблизились или пришли в непосредственное соприкосновение с веществом осадочно-метаморфической (гранитовой) оболочки. Значительно большая роль плагiogранитового материала в интрузивных комплексах геосинклиналей по сравнению с интрузивными комплексами платформ легко находит себе объяснение в большей тектонической активности подвижных зон, и в том, что здесь процессы переплавления идут главным образом в глубинных магматических очагах, а не в кровле собственно интрузивных тел, и, наконец, в том, что мощность осадочно-гранитовой оболочки по мере накопления геосинклинальных отложений и их деформации быстро возрастает и, следовательно, сам процесс магнообразования в пределах подвижных зон идет на значительно больших глубинах, чем на платформах.

Но можно себе представить, что сам магматический очаг в процессе развития может постепенно переместиться вверх в осадочно-гранитовую оболочку и в этом случае процессы магнообразования пойдут уже не под действием тех небольших запасов тепла и растворов, которые были заключены в ограниченном объеме пластовой интрузии основной магмы,

а в результате воздействия потока глубинных сквозьмагматических растворов [Коржинский, 1952, 1955, 1962], проникающих по тем же ослабленным зонам глубинных разломов, вдоль которых только что поднималась основная магма и размещались габброидные интрузии. Вместе с тем необходимо особо подчеркнуть, что габбро-плагногранитовые комплексы представляют собой закономерную и естественную ассоциацию основных и плагногранитовых пород. Поэтому их нельзя рассматривать как результат случайного совпадения в пространстве и времени основных интрузий и, например, описанных ниже интрузий гранитов батолитового типа. Во всех представителях габбро-плагногранитовой группы формаций связь основных и кислых интрузий, несмотря на известную их самостоятельность, является настолько тесной, что можно не сомневаться в принадлежности тех и других в каждом конкретном случае к производным одного и того же магматического очага, постепенно перемещающегося в своем развитии прежде всего в вертикальном направлении. Интересный вопрос о причинах образования именно натровых гранитов (плагногранитов) в габбро-плагногранитовых комплексах не совсем ясен. Эта особенность может найти себе объяснение или в граувакковом составе осадков эвгеосинклиналей, в толщу которой могут проникать очаги магмообразования, или, что кажется более вероятным, в специфическом натровом характере сквозьмагматических растворов, стимулирующих процессы магмообразования в течение ранних стадий развития только что заложенных глубинных разломов и связанных с ними подвижных зон.

В. ГИПЕРБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

К типу гипербазитовых формаций мы относим, вслед за Г. Хессом, [Hess, 1938; Хесс, 1939], Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном [1961; Turner, Verhoogen, 1951] и многими другими исследователями, только те ассоциации магматических пород, которые характеризуются существенно гипербазитовым составом при резко подчиненной роли габброидных и других, более кремнеземистых по составу, пород.

Гипербазитовые формации являются почти неизменной составной частью складчатых зон всего мира и имеют самый различный возраст, начиная с древнего докембрия и кончая мезозоем. Большинство исследователей считают их самыми ранними интрузиями складчатых зон и связывают их появление с первыми фазами складчатости и начальными стадиями развития глубинных разломов. Ю. А. Билибин [1955], его последователи А. С. Семенов и В. И. Серпухов [1957], а также Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов и Н. М. Волохов [1955, 1958] и многие другие считают гипербазитовую формацию образованием, специфическим для выделяемого ими начального этапа развития подвижных зон. Но это, по-видимому, не совсем так. Например, в Уральской складчатой области, судя по последним данным [Алешин, Первов, 1958], имело место трехкратное появление гипербазитовых интрузий (ландовери, нижний девон и нижний карбон); все три гипербазитовых пояса сближены и частично накладываются друг на друга. В этой же связи предложенная В. М. Сергиевским схема тектономагматического развития подвижного пояса Урала с ее четырьмя (!) начальными этапами развития выглядит более чем странно, особенно если учесть, что нижнекарбоновые гипербазиты в ней оказываются-таки в среднем этапе. Видимо, нет вообще никакой специфической приуроченности гипербазитовых интрузий к «начальным» или каким-либо другим этапам развития подвижных зон. Но совершенно ясно,

что такие интрузии появляются всегда в связи с заложением особого типа глубинных разломов, о чем недвусмысленно говорят закономерности пространственного распределения гипербазитов. Этот тип глубинных разломов чаще всего встречается на очень ранних стадиях развития подвижной зоны, но в некоторых случаях может появляться и сравнительно поздно, но все же всегда до времени образования гранитоидных интрузий батолитового типа.

В громадном большинстве случаев интрузивные тела гипербазитовой формации имеют форму круто поставленных линз и пластовых залежей, согласных со структурой вмещающих пород, всегда собранных в напряженные складки. Нередко описываются гипербазитовые тела факолитовой формы, что говорит о внедрении гипербазитовой магмы до складчатости или на ранних стадиях ее развития, но чаще, видимо, линзообразные тела гипербазитов располагаются непосредственно вдоль поверхности разлома. При этом поверхность разлома сама может быть деформирована позднейшими движениями. Горизонтальные размеры интрузивных тел редко бывают очень большими, причем в этом случае они могут достигать 100—150 км в длину и занимать площадь до 2500—3000 км². Более обычны гипербазитовые массивы, представляющие собой узкие линзы в несколько километров или сотен метров в длину. Гипербазитовые интрузии, будучи генетически и пространственно связанными с глубинными разломами, всегда сосредоточиваются (иногда сотнями) в узких зонах, протягивающихся в некоторых случаях на тысячи километров и получивших название «гипербазитовых поясов». Примером могут служить Аппалачский гипербазитовый пояс длиной 2400 км, Саянский — около 1000 км, Уральский — свыше 1000 км и т. д.

Весьма характерна ассоциация гипербазитов с геосинклинальными осадочными (глинистые сланцы, граувакки, кремнистые породы) и эффузивными толщами, принадлежащими к типу спилит-кератофировых формаций. Так как интрузии гипербазитов часто связаны с наиболее ранними деформациями будущей складчатой зоны, естественно, что вмещающие породы всегда оказываются сильно рассланцованными, причем сами гипербазиты также несут ясные следы интенсивного раздавливания, а их контакты с вмещающими породами нередко оказываются явно тектоническими. По контактам гипербазитовых интрузий возникают зоны смятия и тектонические нарушения. В некоторых случаях в связи с последними развиваются своеобразные «холодные интрузии» серпентинитов.

Петрографический состав гипербазитовых интрузий достаточно своеобразен. Преобладают серпентинизированные гарцбургиты и образованные по ним серпентиниты. Встречаются верлиты и лерцолиты. В сравнительно небольших количествах присутствуют пироксениты и дуниты, залегающие преимущественно в виде жил среди перидотитов. Нередки в составе формации габброидные типы, образующие чаще самостоятельные мелкие плутоны.

Следует подчеркнуть и практически полное отсутствие в составе формации пород, переходных от гипербазитовых типов к габброидным, таких как габбро-перидотиты, габбро-пироксениты, богатые оливином троктолиты и т. д. Обычно присутствуют, хотя и в незначительном количестве, дайки диоритов, альбититов, плагиоклазитов, иногда превращенные в результате постмагматических гидротермальных процессов в гранат-везувитовые, гранат-пироксеновые, гранат-хлоритовые и тому подобные породы.

Минералогия неизмененных гипербазитов проста. Они состоят главным образом из магнезиального оливина, обычно сопровождаемого энста-

титом и реже диопсидовым авгитом; хромит или пикотит присутствуют как постоянные примеси. Плаггиоклаз, роговая обманка, биотит в собственно гипербазитах отсутствуют, но, понятно, распространены в габброидных и более кислых породах, входящих в состав гипербазитовых формаций.

Исследование пород под микроскопом всегда обнаруживает замещение оливина и пироксена серпентиновыми минералами и полный переход оливин-пироксеновых пород в чисто серпентиновые породы (серпентиниты). Характер реликтовых структур не позволяет говорить о том, что серпентинизация происходит с заметным увеличением объема. В результате последующей гидротермальной переработки серпентиниты нередко бывают превращены в тальковые, тальково-карбонатные или карбонатные породы.

Парадоксальным является то обстоятельство, что даже очень большие по размерам тела гипербазитов сопровождаются очень слабыми контактовыми изменениями вмещающих пород; это может быть объяснено низкой температурой интродуцированного ультраосновного материала. Вместо нормальных высокотемпературных роговиков в контактах с гипербазитами наблюдаются лишь слабо выраженные явления окварцевания и альбитизации вмещающих сланцев; по-видимому, в связи с этим гидротермальным метаморфизмом иногда наблюдается развитие глаукофановых сланцев. Только изредка описываются низкотемпературные существенно эпидотовые роговики с актинолитом, альбитом, диопсидом и т. д. Следует отметить, что натровый метасоматоз вмещающих гипербазитовые интрузии пород, может быть, непосредственно и не связывается с гипербазитами, а является, например, частным случаем поражающего геосинклинальные толщи регионального метасоматоза, вызывающего преобразование базальтов и других эффузивов в спилиты, кератофиры и т. д.

Той же низкой температурой гипербазитовой магмы (а может быть, и ее агрегатным состоянием) объясняется отсутствие в эндоконтактовых зонах гипербазитовых массивов каких-либо признаков ассимиляции вмещающих пород. Ксенолиты, изредка встречающиеся в краевых частях гипербазитовых массивов, обычно не испытывают существенных изменений даже в том случае, если они представлены известняками.

То обстоятельство, что среди пород гипербазитовой формации резко преобладают гарцбургиты, обуславливает большое однообразие их химического состава, причем, естественно, средний химический состав формации отвечает составу гарцбургита. Некоторые особенности химизма пород гипербазитовой формации позволяют во многих случаях с достаточной уверенностью отличать их от ультраосновных пород близкого минерального состава, производных базальтовой магмы и принадлежащих к другим формационным типам.

Общепризнанно, что породы гипербазитовой формации характеризуются высоким содержанием окиси магния и низким содержанием окислов железа. Отношение молекулярного количества магния к молекулярному количеству железа, по Г. Хессу [Hess, 1938], в ультраосновных породах, являющихся производными особой ультраосновной магмы, всегда выше 6, в то время как то же отношение для ультраосновных пород дифференцированных платформенных интрузий основной магмы колеблется в пределах от 3,5 до 7,5.

Г. В. Пипус, В. А. Кузнецов и И. М. Волохов [1958] пришли к выводу, что в гарцбургитах, входящих в состав гипербазитовой формации, это отношение должно быть равно 7 или больше. Эти же авторы обращают также внимание на: а) исчезающе малое количество щелочных металлов (особенно калия), часто не улавливаемое не только химическими, но и

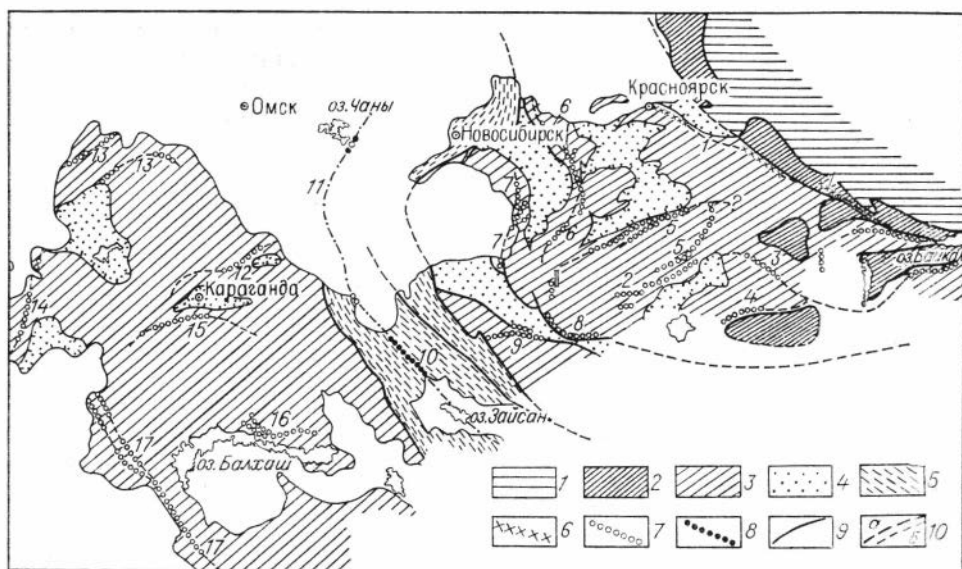


Рис. 15. Положение Алтае-Саянской гипербазитовой провинции в Урало-Саянской геосинклинальной области [по Пинусу и др., 1958].

1 — Сибирская платформа; 2 — массивы докембрийского фундамента платформы и Алтае-Саянской складчатой области; 3 — салаирские и каледонские складчатые структуры Алтае-Саянской складчатой области и Центрального Казахстана; 4 — герцинские прогибы; 5 — Зайсанская (Обь-Енисейская) герцинская геосинклинальная зона; 6 — протерозойские (6), салаирские и древнекаледонские (7), герцинские (8) гипербазитовые пояса; 1 — Восточно-Саянский, 2 — Западно-Тувинский, 3 — Каахемский, 4 — Южно-Тувинский, 5 — Западно-Саянский, 6 — Кузнецкого Алатау, 7 — Салаирский, 8 — Курайский (Юго-Восточный Алтай), 9 — Теректинский (Центральный Алтай), 10 — Зайсанский, 11 — предполагаемое продолжение Зайсанского пояса по геофизическим данным и ядру Ипатовской глубокой сваянки, 12 — Майкаин-Энбастузский, 13 — Кокчетавский, 14 — Улутауский, 15 — Тектурмаский, 16 — Восточно-Прибалханский, 17 — Чу-Балханский; 9 — глубинные разломы; 10 — предполагаемое продолжение глубинных разломов (а) и гипербазитовых поясов (б).

спектральными анализами, а также очень малое содержание кальция; б) незначительное содержание глинозема; в) почти полное отсутствие титана в противоположность другим элементам группы железа, постоянно присутствующим в гипербазитах.

Гипербазитовые формации, как правило, сопровождаются достаточно четко выраженным набором месторождений полезных ископаемых.

Типичными являются месторождения хромита, с которым нередко связываются незначительные скопления осмия и иридия, в то время как другие платиноиды — платина и палладий — практически полностью отсутствуют. Преимущественно к серпентинитовым массивам гипербазитовой формации приурочены месторождения хризотил-асбеста, талька и талькового камня, связанные с гидротермальной переработкой серпентинитов при авто- и аллометасоматических процессах, а также экзогенные месторождения силикатных никелевых руд, возникающие в результате вторичной концентрации того никеля, который всегда находится в значительных количествах, но в рассеянном состоянии (в виде изоморфной примеси в силикатах и сульфидах) в первичных ультраосновных породах. С серпентинитом связаны экзогенные месторождения магнезита, образующего скопления в коре выветривания.

Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области детально изучены и прекрасно описаны в работах Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова и И. М. Волохова [1955, 1958]. Гипербазитовая формация этой области проявлена в

наиболее чистом виде и может быть принята в качестве прототипа при выделении данного типа магматических формаций.

В Алтае-Саянской складчатой области выделяется несколько гипербазитовых поясов (рис. 15). В пределах северо-восточной окраины Восточного Саяна выделен наиболее древний верхнепротерозойский Восточно-Саянский пояс. Салаирский, Кузнецкого Алатау, Западно-Саянский и ряд тувинских поясов имеют нижне- или среднекембрийский возраст. Лучше других изучены гипербазитовые интрузии Тувы и Западного Саяна. Гипербазитовые интрузии обоих регионов располагаются преимущественно внутри нижнекембрийских эффузивно-осадочных толщ (рис. 16), имеющих несколько различных фациальный облик, и сравнительно редко среди более древних докембрийских метаморфических толщ. В пределах Западного Саяна эффузивно-осадочные толщи нижнего кембрия (чингисская свита) являются представителями типичной спилит-кератофировой формации, состоящей из подводных зеленокаменных эффузивов преимущественно спилитового типа, туфовых, глинистых и кремнистых сланцев. В тувинской зоне, вероятно, одновозрастная или несколько более юная актовракская свита состоит также преимущественно из эффузивов основного и среднего состава, обильных грубых пирокластов, линз археоциатового известняка. В верхних горизонтах свиты получают заметное развитие туфовые и граувакковые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и известняки с трилобитами и археоциатами. Судя по ее составу и отсутствию или слабому проявлению зеленокаменных изменений в эффузивах, вся толща формировалась в обстановке мелководья в пределах островной страны, отвечающей, по-видимому, зоне устойчивых относительных поднятий в области геосинклинального прогиба.

Гипербазитовые интрузии тувинской зоны концентрируются внутри нескольких поясов. Они залегают почти во всех случаях среди эффузивно-осадочной толщи кембрия в виде мелких линзообразных тел, располагающихся кулисообразно, что отражает, видимо, внутреннее строение ослабленных зон, связанных с элементами основных глубинных разломов. Размеры большинства тел гипербазитов невелики. Мощность отдельных линз редко превышает 100 м и только отдельные наиболее крупные массивы имеют площадь выходов на поверхность в несколько квадратных километров, в редких случаях до 30 км². Гипербазитовые линзы явно дислоцированы вместе с вмещающей толщей и, несомненно, являются рапнескладчатыми интрузивными образованиями.

Тувинский пояс развития гипербазитовых интрузий интересен в том отношении, что здесь почти отсутствуют более молодые кислые интрузии, которые могли бы, вызвав контактовый метаморфизм, наложенный на гипербазиты, затушевать тем самым первичные их особенности.

Подавляющая масса пород гипербазитовой формации Тувы сложена серпентинитами. Неизмененные или слабо измененные первично-магматические ультраосновные породы встречаются редко, сохраняясь в виде сравнительно небольших полей, главным образом в центральных участках очень крупных массивов. Наиболее распространенными представителями ультраосновных пород являются гарцбургиты, причем в разностях, весьма богатых оливином. Средний состав гарцбургита: 87 % магнезиального оливина, 12 % энстатита, 1 % хромита. Перцолитовые перидотиты встречаются редко. Более обычны дуниты, слагающие небольшие поля среди гарцбургитов в центральных частях самых крупных массивов. Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов [1955, 1958] утверждают, что дуниты дают постепенные переходы к гарцбургитам и залегают преимущественно в лежащем боку первично расслоенных плутонов, являясь продуктами

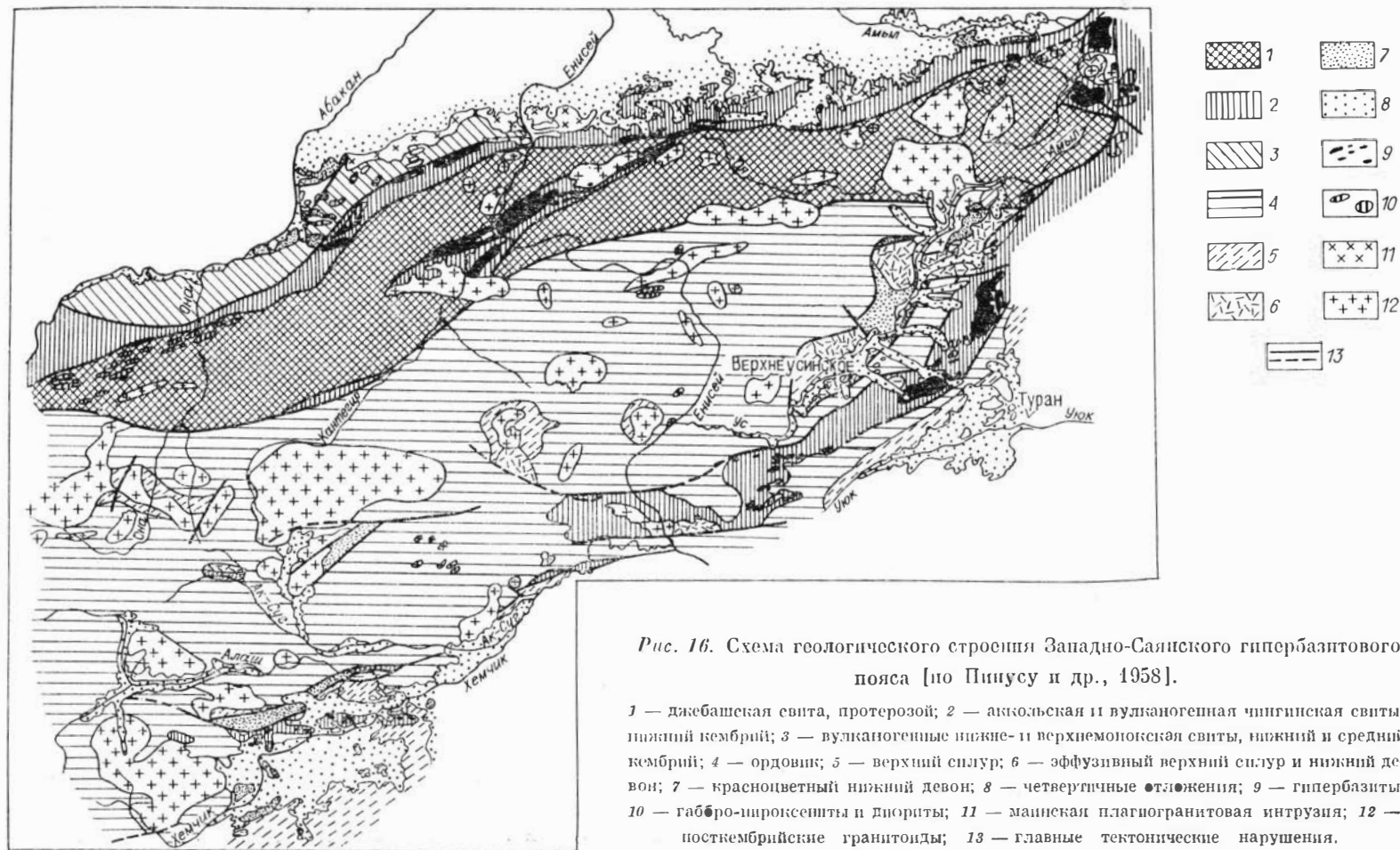


Рис. 16. Схема геологического строения Западно-Саянского гипербазитового пояса [по Пинусу и др., 1958].

1 — джебашская свита, протерозой; 2 — аккольская и вулканогенная чингисская свиты, нижний кембрий; 3 — вулканогенные нижне- и верхнемонокскал свиты, нижний и средний кембрий; 4 — ордовик; 5 — верхний силур; 6 — эффузивный верхний силур и нижний девон; 7 — красноцветный нижний девон; 8 — четвертичные отложения; 9 — гипербазиты; 10 — габбро-широксениты и диориты; 11 — манская плагиигранитовая интрузия; 12 — посткембрийские гранитоиды; 13 — главные тектонические нарушения.

гравитационной дифференциации ультраосновной магмы. Существенно иные отношения установил М. П. Юдин [1959] для дунитов хребта Борус (северные склоны Западного Саяна). Здесь дуниты образуют секущие по отношению к перидотитам тела и обнаруживают ясные признаки вторичного происхождения в результате массовой гидротермальной оливинизации серпентинита. Пироксениты (вебстериты и диаллагиты) имеют ограниченное распространение, встречаясь малыми массами или в висячем боку пластовых интрузий, или в виде жил, секущих гарцбургиты. По крайней мере часть пироксенитов является вторичными образованиями, возникающими в результате постмагматической перекристаллизации серпентинитов. Практически все перечисленные выше ультраосновные породы, исключая диаллагиты, в той или иной мере серпентинизированы. Громадное же большинство мелких тел, слагающих гипербазитовые пояса Тувы, представлено серпентинитами, в которых процесс серпентинизации проходит настолько интенсивно, что в них от первичных (магматических) минералов, кроме примесей, обычно ничего не остается. Серпентинитами же сложена и большая часть выходов крупных массивов.

Среди серпентинитов выделяются три разновидности: антигоритовые, антигорит-хризотилитовые и хризотилитовые; последняя распространена весьма мало. Подмечено, что гипербазитовые тела, залегающие в толще докембрийских кристаллических сланцев, слабее серпентинизованы по сравнению с гипербазитами, размещенными среди эффузивно-осадочной толщи нижнего кембрия. В составе некоторых гипербазитовых интрузий Тувы были обнаружены своеобразные брекчии, образующие тела трубообразной формы и состоящие из угловатых обломков серпентинитов, а также порфиритов и других пород вмещающей толщи, сцементированных серпентинитовым же материалом. Эти брекчии рассматриваются авторами как брекчии взрыва. Наконец, непременным компонентом гипербазитовой формации Западного Саяна и Тувы являются габброидные породы, образующие жилы, секущие гипербазиты, а также мелкие самостоятельные тела, всегда залегающие согласно с вмещающими породами. Распространены они незначительно и в пределах гипербазитовых поясов занимают площадь примерно в 5 раз меньшую по сравнению с площадью, занятой гипербазитами. Представлены габброидные породы сосюритизированными и уралитизированными габбро с очень неустойчивой структурой, такситовой и полосчатой текстурой; нередко габброидные породы дают постепенные переходы к амфиболитам. Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов [1955] приписывают таким габброидным породам палингенетическое происхождение, связывая их появление с развитием ультраметаморфизма в основных эффузивах, приуроченных к зонам глубинных разломов.

В связи с наложенным гидротермальным метаморфизмом, обусловленным деятельностью более молодых гранитных интрузий, гипербазиты Тувы местами преобразованы в листвиниты, тальково-карбонатные, тальковые, тальково-актинолитовые, актиполитовые, хлоритовые и гранат-пироксен-эпидотовые породы, впрочем, в этом районе весьма ограниченные.

Особенности химического состава Тувинской и Западно-Саянской гипербазитовой формации иллюстрируются табл. 8 и векторной диаграммой, по А. Н. Заварицкому (рис. 17), с теми изменениями, которые были предложены для ультраосновных пород Н. Д. Соболевым [1952].

Наиболее характерными особенностями химизма анализируемых пород является однородный их состав, что выражается кучным расположением векторов и более или менее одинаковой их длиной и наклоном. Другая особенность заключается в нулевом или близком к нулю значении

Химический состав пород гнейсбазитовой формации Алтае-Саянской складчатой области [по Ишусу, Кузнецову, Волохову, 1958]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	39,49	40,13	36,05	38,23	54,32	39,47	39,60
Al ₂ O ₃	1,28	1,86	2,26	2,27	Не обн.	1,61	1,34
Fe ₂ O ₃	3,64	5,03	5,00	3,61	7,56	4,86	3,72
Cr ₂ O ₃	0,38	0,40	0,33	0,50	Не опр.	0,34	0,28
FeO	2,11	1,40	2,77	4,02	1,01	2,81	4,71
MnO	0,06	0,07	0,12	Не опр.		0,10	0,13
MgO	39,20	38,80	42,70	43,52	33,04	41,50	42,45
CaO	0,00	0,00	0,00	0,25	1,75	0,26	0,40
NiO	0,24	0,22	0,29	Не опр.		0,20	0,80
Na ₂ O	0,00	0,10	0,00	»		0,00	Сл.
K ₂ O	—	—	—	»		—	»
H ₂ O	0,32	0,60	0,76	0,48	Не опр.	0,48	0,16
П. п. п.	13,36	12,40	9,75	6,48	»	9,07	6,38
С у м м а . . .	100,08	101,01	100,03	99,36	97,68	100,70	99,97

Продолжение табл. 8

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	41,42	50,20	40,06	39,79	39,24	40,22	39,62
Al ₂ O ₃	1,26	0,90	2,65	1,35	0,30	1,68	2,31
Fe ₂ O ₃	4,07	4,24	3,14	5,61	4,07	5,54	2,83
Cr ₂ O ₃	0,50	0,40	0,31	0,35	0,60	0,54	Не опр.
FeO	4,86	2,26	2,16	2,00	4,86	1,69	5,17
MnO	0,13	0,13	0,09	0,10	0,14	0,14	0,27
MgO	43,00	36,90	37,75	41,40	42,50	35,56	39,92
CaO	0,80	2,10	0,22	0,00	0,60	1,20	1,12
NiO	0,80	1,00	0,21	0,22	0,80		0,23
Na ₂ O	Следы		0,00	0,10	Сл.	0,08	0,19
K ₂ O	»		—	—	»	0,20	0,06
H ₂ O	0,08	Сл.	0,48	0,40	0,22	1,42	0,12
П. п. п.	3,08	2,45	12,42	9,58	6,40	11,80	7,85
С у м м а . . .	99,97	100,58	99,49	100,90	99,73	100,20	99,69

Компонент	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	40,65	43,43	35,82	36,42	39,66	37,28	49,94
Al ₂ O ₃	—	1,14	0,06	0,79	0,98	0,75	2,05
Fe ₂ O ₃	2,70	1,33	4,67	6,04	3,94	5,28	3,57
Cr ₂ O ₃	0,35	0,48	0,41	0,30	0,40	0,23	0,21
FeO	4,06	6,53	3,02	1,58	3,99	2,27	1,31
MnO	0,04	0,17	0,11	0,20	0,16	0,11	0,13
MgO	44,64	42,66	43,10	41,00	44,15	41,75	21,89
CaO	0,58	0,60	Следы				18,83
NiO	Не опр.		0,50	0,50	0,35	0,40	0,25
Na ₂ O	0,05	0,02	0,05	0,10	0,06	Сл.	0,03
K ₂ O	0,01	0,26	Не обнаружены				
H ₂ O	0,03	0,24	0,16	0,52	0,10	0,30	0,08
П. п. п.	6,47	2,96	11,64	12,92	5,82	11,02	1,22
Сумма . . .	99,59	99,90	99,54	100,37	99,61	99,39	99,51

Примечание. 1, 2 — серпентиниты Петуховского массива; 3—6 — серпентинизированный дунит (3—4), пироксенит (5) и серпентинизированный гарцбургит (6) Калнинского массива; 7—9 — слегка серпентинизированный гарцбургит (7, 8) и гарцбургит, обедненный оливином (9) Иджимского массива; 10 — серпентинит Шадатского массива; 11 — серпентинит Гремучинского массива; 12 — дунит Куртушибинского массива; 13 — серпентинит бастит-хризотилитовый, р. Шурмак выше устья Улуг-Кускунуг-Хем; 14, 15 — лецполит (14) и гарцбургит (15) массива Борус; 16 — гарцбургит, слабо серпентинизированный, массив в долине р. Сольджер; 17 — гарцбургит Кодейского массива; 18—20 — гарцбургит серпентинизированный Шагонарского (18), Агарагского (19) и Актовракского (20) массивов; 21 — пироксенит урочища Хопсек. В пробе 13 установлены TiO₂ (0,1 %) и P₂O₅ (0,1÷0,2 %), в пробе 16 — TiO₂ (0,07 %) и S (0,01 %).

параметра a , т. е. в практически полном отсутствии щелочных металлов. Наконец, бросаются в глаза малые или близкие к нулю значения параметра c , отражающего в данном случае число атомов кальция, связанного в карбонатах, возникших в результате постмагматических процессов. Большое количество спектральных анализов показывает присутствие почти во всех пробах марганца, хрома, никеля, кобальта и ванадия, причем замечательно отсутствие в подавляющем большинстве проб титана. Помимо элементов группы железа почти во всех пробах присутствует медь. Больше чем в 50 % анализируемых образцов выявлено незначительное содержание алюминия и цинка, а в 35—43 % проб установлено присутствие молибдена и бора. Показательно, что калий не был установлен ни в одной из проб.

Гипербазитовые комплексы Восточного Казахстана, по Н. П. Михайлову [1962], образуют большие линейные пояса, приуроченные к зонам глубинных разломов и протягивающиеся вдоль них на сотни километров, а также небольшие линейные зоны, образованные цепочками мелких интрузивных тел протяженностью в несколько десятков километров. Суммарная площадь их составляет 1530 км². Всего на территории Восточного Казахстана к настоящему времени зарегистрировано свыше 500 отдельных тел ультраосновных и основных пород, входящих в гипербазитовые комплексы. Большинство гипербазитовых комплексов Восточного



Рис. 17. Диаграмма химических составов пород гипербазитовой формации Алтае-Саянской складчатой области [по Пинусу и др., 1958].

Казахстана возникло в кембрии (частично в верхнем протерозое), но, кроме того, для некоторых гипербазитовых поясов доказывається ордовикский, верхнесилурийский и нижнекарбонный (или верхнедевонский) возраст. Все гипербазитовые пояса приурочены к каледонским и герцинским складчатым зонам. Гипербазитовые тела встречаются только в нижней части разреза геосинклинальных толщ; внедрению их повсеместно предшествуют эффузивы диабазо-спилитового состава.

Петрографический состав гипербазитовых комплексов обычен, без каких-либо существенных особенностей. Главной разновидностью ультраосновных пород являются гарцбургиты с небольшим содержанием ромбического пироксена (5—30 %). Лерцолиты и верлиты, так же как и душиты, распространены очень ограниченно.

Пироксениты играют ничтожную роль и наблюдаются в виде маломощных и неправильных жил в перидотите. Ультраосновные породы сильно изменены постмагматическими процессами, чаще всего серпентинизированы.

Основные породы в гипербазитовых комплексах Восточного Казахстана количественно уступают ультраосновным породам. Они представле-

ны только нормальными габбро, в различной степени метаморфизованными. Весьма характерна свита жильных пород — дунитов, перидотитов (верлитов и лерцолитов), пироксенитов, горнблендитов, габбро-диабазов и микрогаббро, диоритовых и диабазовых порфиритов. Широко распространены нацело метаморфизованные жильные образования в виде гранат-пироксеновых, хлорит-гранатовых, везувиан-хлорит-гранатовых и других близких им пород.

Уральские гипербазитовые пояса. Урал является редким примером длительно развивавшейся складчатой области с исключительно широким распространением основных и ультраосновных комплексов, образование которых происходило неоднократно. Судя по данным В. М. Сергиевского [1958], М. М. Алешина и В. П. Первова [1958], интрузии гипербазитов имели место в силуре (лландовери), нижнем девоне и нижнем карбоне. Здесь есть еще и крупные платиноносные интрузии габбро-пироксенит-дунитовой формации, одновозрастные или немного моложе, чем силурийские интрузии гипербазитов. Разновозрастные интрузии мало отличаются друг от друга, а возрастное их положение устанавливается только в немногих пунктах, поэтому дать им раздельную характеристику не представляется возможным. Кроме того, на Урале собственно гипербазиты сопровождаются большим количеством габбро, диоритов и более кислых пород, относительно происхождения которых нет единого мнения.

Большинство гипербазитовых и габброидных интрузий протягивается вдоль основного «зеленокаменного» синклинория, группируясь вдоль восточной и западной его границ (на Среднем Урале по западной окраине синклинория развита габбро-пироксенит-дунитовая формация). Восточная полоса образована наиболее молодыми гипербазитовыми интрузиями, формировавшимися между нижним и средним визе (Режевский район), а восточнее — даже после верхнего визе. В пределах Среднего Урала Г. Л. Падалка [1937] описал пояс «малых гипербазитовых интрузий неизвестного возраста», располагающихся целиком в метаморфической толще главного антиклинория Урала, т. е. западнее так называемой «Западной полосы» основных и ультраосновных интрузий.

Учитывая сложность и неясность вопроса, ограничимся самым кратким описанием только некоторых магматических комплексов, принадлежность которых к типу гипербазитовых формаций несомненна.

Г. Л. Падалка [1937] дает следующую характеристику «малых ультраосновных интрузий Западной полосы». «Малые интрузии» представлены согласными залежами, жилами, реже неправильными интрузивными телами, приуроченными к тектонической зоне, проходящей на расстоянии от 2 до 15 км от зоны «больших интрузий» габбро-перидотитовой (габбро-пироксенит-дунитовой. — Ю. К.) формации. Общая протяженность полосы «малых интрузий» свыше 250 км; ширина большей частью 0,5—1,0 км, реже до 5 км. Величина отдельных тел различна и меняется от очень мелких до 13 и даже 40 км по длине при ширине от 0,5 до 3,0 км. Форма тел плоская, линзовидная, но нередко типично жилообразная. Господствующими породами зоны являются перидотиты; габбро им уступают, а дуниты и пироксениты имеют подчиненное значение. Кислые и даже средние по составу породы совсем отсутствуют. Все породы сильно изменены. Ультраосновные превращены в змеевики или сильно озмеевикованы, габбро рассланцованы или превращены в габбровые или роговообманковые сланцы. В тех местах, где совместно встречаются основные и ультраосновные породы, замечается концентрическое расположение, в общем аналогичное тому, какое наблюдается в платиноносных массивах габбро-перидотитовой формации. Для змеевиковой зоны характерно развитие большого коли-

чества жил, сложенных хлорит-гранатовыми, везувиан-гранатовыми, пироксен-гранатовыми и тому подобными породами, образованными из пироксенитов и пород типа габбро и диабаз.

«Восточная полоса» ультраосновных интрузий Среднего Урала (точнее, Алапаевский, Режевский и Баженовский массивы, описанные П. М. Татариновым [1940]) также может быть отнесена к типу гипербазитовых формаций. Алапаевский массив занимает площадь 650 км², Режевский — 200 км², Баженовский — около 90 км². Они залегают в сильно дислоцированных отложениях девона и нижнего карбона и прорываются более молодой — верхнепалеозойской — гранитовой интрузией.

Гипербазитовые интрузии этой зоны сложены существенно гарцбургитами и образованными за их счет серпентинитами. Содержание энстатита в них колеблется от 5—10 до 50—60 %, обуславливая такситовую текстуру массива; однако преобладают породы, содержащие 10—25 % ортопироксена. Лерцолиты и верлиты встречаются редко. Дуниты распространены шире, причем ими образованы шширообразные массивы или жиллообразные тела с резкими контактами с вмещающими их гарцбургитами. Жилообразные тела дунитов иногда содержат вкрапленные руды хромита, обнаруживающие полосчатую текстуру, ориентированную согласно с простираием дунитовых тел; иногда же они секут залежи массивных хромитовых руд.

По окраинам ультраосновных плутонов местами широко развиты габброидные породы. Например, северная часть Алапаевского плутона сложена обширным массивом средне- и крупнозернистого соссюритизированного, амфиболизированного и хлоритизированного габбро, отделенного от гарцбургитов каймой слабо серпентинизированных верлитов. Наблюдаются постепенные переходы от верлитов к габбро через диаллагиты. Граница верлитов с гарцбургитами резкая. К Баженовской интрузии с запада примыкают габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты. Высказывается предположение, что эти породы, включая и наиболее кислые, составляют единый магматический комплекс с собственно гипербазитами. Весь комплекс ультраосновных и основных пород рассечен густой сетью жильных пород, генетически с ними связанных и представленных дунитами, верлитами, пироксенитами, троктолитами, микрогаббро, плагиоклазитами и роговообманковыми пегматитами, микродиоритами и порфиритами. Кроме того, перидотиты содержат довольно густую сеть жилло- и линзообразных гранат-везувиановых и гранат-хлоритовых пород, образовавшихся путем метаморфизма жильных плагиоклазитов, микрогаббро и пироксенитов. В контактовых зонах с молодыми гранитами широко развиты тальково-карбонатные, тальково-хлоритовые породы и листвениты.

Гипербазитовые массивы Полярного Урала, описанные А. Н. Заварицким [1937a], образуют очень крупные тела, занимающие площадь в сотни квадратных километров. Габброидные породы, с ними ассоциирующие, широко развиты, но все же уступают в своем распространении. Тектоническое положение их аналогично Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации, описанной выше. Именно с запада к ним непосредственно или через узкую полосу габброидных пород прилегают метаморфические сланцы; с востока гипербазитовые массивы окаймляются довольно широкой полосой габбро и амфиболитов, сменяющейся еще далее к востоку зоной вулканогенных зеленокаменных пород. Гипербазиты и габбро образуют пластовые тела с падением на восток. Габброидные породы формировались позже гипербазитовых, о чем свидетельствуют жилы габбро в перидотитах, ксенолиты перидотитов в габбро и приспособление полосчатости габброидных пород к контактам габбро и гипербазитов.

Наиболее распространенными породами являются саксониты (гарцбургиты), состоящие из серпентинизированного оливина и энстатита, замещенного тальком и тремолитом, и содержащие в качестве примесей редкий хромит. Менее распространены дуниты. Для массива Рай-Из характерна полосчатость, выражающаяся в правильном чередовании полосок дунита и преобладающего перидотита. Полосчатость параллельна контурам массива и полосчатости прилегающих к гипербазитам габбро-амфиболитов. Впрочем, изредка встречаются живообразные полосы оливиновой породы, секущие общую полосчатую текстуру гипербазитового массива. Хромит в этих породах иногда обособляется в шлирах или образует живообразные тела. Ультраосновные породы всегда более или менее серпентинизированы, местами же они целиком превращены в серпентиниты. В массиве Рай-Из А. Н. Заварицкий обнаружил значительных размеров тело магнетит-энстатитовой породы (сагвандита), являющейся одним из продуктов высокотемпературного аутометасоматоза.

Пироксениты, верлиты и лерцолиты очень ограниченно распространены, причем породы с моноклинным пироксеном явно связываются с габбро.

В составе жильных пород описаны пироксениты и горнблендиты, роговообманковые габбро-пегматиты, жильные габбро, олигоклазы, диабазы. А. Н. Заварицкий указывает, что тонкие жилы пироксенитов, вероятно, имеют метасоматическое происхождение.

Габброидные породы представлены анортитовыми габбро, амфиболитизированным габбро, габбро-амфиболитами с грапобластической и пойкилобластовой структурой. Все они сильно перекристаллизованы в обстановке амфиболитовой фации. Среди них изредка встречаются кварцевые диориты, кварцевые габбро и гранодиориты.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Несмотря на хорошую в общем изученность гипербазитовых формаций и четко выраженные индивидуальные особенности, даже основные вопросы их происхождения во многих случаях остаются до сих пор неясными и дискуссионными. В первую очередь должны быть обсуждены: 1) происхождение ультраосновной магмы, 2) ее возможное агрегативное состояние и другие свойства, 3) природа серпентинизации, 4) происхождение ассоциирующих с гипербазитами габброидов.

В настоящее время, по-видимому, мало осталось защитников гипотезы образования ультраосновных пород гипербазитовых формаций в результате кристаллизационной дифференциации основной (базальтовой) магмы с накоплением оливина и пироксена в качестве продуктов ранней кристаллизации. Эта гипотеза еще применима для объяснения ультраосновных пород дифференцированных пластовых интрузий, но совершенно непригодна для гипербазитовых формаций, характеризующихся крайне малым развитием габброидных и особенно более кислых пород, комплексов гарцбургитам. Подавляющее большинство исследователей гипербазитовых формаций в настоящее время связывают их с особой гипербазитовой магмой, рождающейся в пределах симатической оболочки в связи с заложением глубинных разломов, проникающих в эту зону литосферы [Hess, 1938; Хесс, 1939; Лодочников, 1936; Кропоткин, 1953; Н. Д. Соболев, 1952; Романов, 1949; Егоян, Ханн, 1953; Пипус и др., 1955, 1958]. Такое именно решение вопроса настолько очевидно, что и не требует дальнейшего обсуждения, тем более, что оно достаточно обосновано и перечисленными выше исследователями. Вместе с тем многие характер-

ные черты интрузии гипербазитовых формаций заставляют поставить для разрешения другой вопрос — о физической природе гипербазитовой магмы.

Ряд особенностей состава и взаимоотношений с окружающими породами не позволяет сомневаться в том, что: 1) гипербазитовые тела действительно интродировали вдоль структурно ослабленных зон; 2) на конечных стадиях становления они состояли преимущественно из кристаллических оливина и пироксена, которые затем в большей или меньшей степени были серпентинизированы; 3) температура интрузий, даже очень больших и испытавших только слабую серпентинизацию, была не высока и вряд ли превышала 500°C.

Это последнее заключение, основанное на изучении степени метаморфизма вмещающих пород, несовместимо с любой гипотезой, предполагающей внедрение гомогенно жидкой перидотитовой магмы, так как оливиновый или оливин-энстатитовый расплав, даже содержащий некоторые количества воды и избыточного кремнезема, может существовать только при температурах, значительно превышающих 1000°C [Тернер, Ферхуген, 1961]. Во всяком случае, эксперименты Н. Боуэна и О. Таттла [Bowen, Tuttle, 1949] доказывают, что в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при температуре до 900 °C и давлении 30 000 фунтов/дм² (соответствующем глубине около 7 км) и даже при 1000 °C и давлении 15 000 фунтов/дм² не существует никаких жидких фаз. На этом основании должна быть отвергнута как несоответствующая экспериментальным данным классическая гипотеза И. Фогта, поддержанная в свое время Н. Боуэном и рядом других исследователей, о том, что перидотитовая жидкость образуется переплавлением оливиновых кристаллов, накапливающихся в результате действия силы тяжести во время ранней стадии кристаллизации базальтовой магмы. По-видимому, лишена физических оснований и гипотеза Г. Хесса [1939; Hess, 1939] об образовании при плавлении перидотитового субстрата сильно водной магмы, имеющей состав серпентинита и низкую температуру.

Более 30 лет тому назад Н. Боуэн [Bowen, 1928] выдвинул предположение о том, что перидотитовые «магмы» во время интрузии состояли главным образом из оливиновых кристаллов, причем эта каша кристаллов содержала только небольшое количество межзерновой жидкости или даже пары воды, которые могли сообщить ей необходимую степень подвижности. Действительно, дуниты и перидотиты часто обнаруживают характерные структуры, отражающие пластические деформации или течение существенно кристаллических масс в виде облачного погасания и трансляции пластинок, параллельных (100) в оливине и энстатите, а также полосчатые и милонитовые текстуры. Если предположить дальше, что медленно продвигающиеся перидотитовые массы поглощают воду, особенно по периферии, из прорванных мокрых осадков и вследствие этого серпентинизируются, следует ожидать значительного повышения подвижности — «текучести» интрузивных тел.

Н. Боуэн предполагал, что такие существенно кристаллические оливиновые «магмы» образуются при аккумуляции оливиновых кристаллов, выделяющихся из базальтовой жидкости. Эта часть гипотезы Н. Боуэна явно несостоятельна ввиду отсутствия в составе гипербазитовых формаций соответственного количества комплементарных им пород, более кислых, чем перидотиты. Но гипотеза существенно кристаллической «магмы», рождающейся в пределах симатической зоны литосферы и проникающей вверх вдоль глубинных разломов, представляется вполне правдоподобной и удовлетворительно объясняющей и постоянство состава гипербазитовых формаций, и тектоническое их положение, и отсутствие связанного с ними

контактового метаморфизма. Как будто противоречит этой гипотезе наличие жил дунита и пироксенита в перидотитах и серпентинитах и т. д. Однако еще А. Н. Заварицкий [1937а] полагал, что тонкие секущие жилы пироксенита в перидотитах и крупные кристаллы энстатита и бронзита в перидотитах и серпентинитах имеют метасоматическое происхождение. Ряд случаев метасоматического образования постмагматического оливина по серпентину приводит В. И. Лодочников [1936, с. 236—238]. Убедительные доказательства метасоматического происхождения крупных тел дунита, секущих апогарцбургитовый серпентинит, приводит М. И. Юдин [1959].

Физико-химическое обоснование этим явлениям дали Н. Боуэн и О. Таттл [1950]. Их эксперименты показывают, что пары воды, насыщенные кремнеземом и проникающие по трещинам в дунит при температуре выше 650 °С, могут превращать его в энстатитовый пироксенит. Небольшая мощность и крупное зерно возникающих таким образом пироксенитовых жил естественны при таком способе происхождения. Наоборот, пироксенит может превращаться в дунит под воздействием воды, педосыщенной кремнеземом при тех же температурах. Таким образом, явления постмагматической перекристаллизации и метасоматической переработки ультраосновных пород, даже испытавших серпентинизацию, по-видимому, достаточно широко распространены.

Очень многие гипербазитовые интрузии представлены серпентинитом, в других первичные оливины и ортопироксен в большей или меньшей степени серпентинизированы и в сравнительно редких случаях в значительных массах дунитов или перидотитов совсем нет проявлений серпентинизации. Интенсивность проявления серпентинизации обычно определяется степенью трещиноватости гипербазитов и часто увеличивается в периферических частях интрузивных тел.

По-видимому, никто сейчас не сомневается в том, что серпентинизация связана с действием горячих водных растворов во время интрузии или вслед за ней. Экспериментальные исследования Н. Боуэна и О. Таттла [1950] подтверждают это предположение. Они показали, что система $MgO-SiO_2-H_2O$ при температуре 1000 °С состоит из кристаллов оливина и паров воды, занимающих межзерновые промежутки. Такая смесь может охлаждаться без изменения до 400 °С, затем серпентин и брусит начинают замещать оливин до тех пор, пока для этого хватит воды. Температура, при которой может начаться серпентинизация, заметно ниже, если оливин содержит железо, а в случае гортонолита, вероятно, так низка, что серпентинизация этого минерала в глубинных условиях становится невозможной. Серпентин может образоваться и при температурах, достигающих 500 °С, но только в случае действия чистой воды на смесь оливина и энстатита или за счет чистого оливина, если водные растворы богаты углекислотой и возможно удаление окиси магния из системы. Выше 500 °С серпентинизация оливина вообще невозможна. Но в том случае, если водные растворы могут добавлять в систему SiO_2 и выносить MgO , оливин может испытывать изменения другого типа при более высоких температурах. Например, между 500—625 °С оливин переходит в тальк; между 625 и 800 °С идут преобразования типа оливин → энстатит → тальк; выше 800 °С оливин превращается только в энстатит.

Вопрос о происхождении серпентинизирующих остаточных растворов является предметом оживленного обсуждения в течение многих лет и различными исследователями решался различным образом. Особенно подробно он был рассмотрен В. Н. Лодочниковым [1936]. Независимость явлений серпентинизации от поверхностного выветривания и более молодых

гранитоидных и других интрузий заставляет считать источником серпентинизирующих растворов саму гипербазитовую магму и рассматривать этот процесс как автометаморфический. В связи с этим и вопрос об увеличении объема перидотита при его серпентинизации нельзя считать, как это убедительно показал В. Н. Лодочников [1936, с. 561], сколько-нибудь серьезным, поскольку серпентинизирующие растворы являются составными частями магмы и входили, естественно, в занимаемый ею объем.

Выше мы пришли к заключению, что гипербазитовая «магма» во время интрузии, возможно, представляет собой кашу из кристаллов оливина и энстатита с небольшим количеством водного раствора в качестве жидкой фазы, выполняющей поры между кристаллами. В. А. Николаев показал [1955], что увеличение содержания летучих в магме благодаря осмотическому растворению газообразной воды, заключенной в окружающих породах, является теоретически необходимым процессом, идущим, между прочим, с выделением тепла. Следовательно, в каждый данный момент магматическая каша может содержать немного водного раствора, необходимого для серпентинизации, но этот раствор должен, по мере его расходования на серпентинизацию, непрерывно пополняться из окружающих пород. При этом надо думать, что серпентинизация начинается и в основном заканчивается во время интрузии (во время поднятия магмы). Об этом недвусмысленно говорит наличие «холодных» интрузий серпентинитов. Можно предполагать также, что увеличение объема при серпентинизации под действием притекающих со стороны растворов (если оно имеет место) может оказаться движущей силой, заставляющей продвигаться серпентинизирующееся гипербазитовое тело вверх по зоне разлома.

Изложенные представления о природе гипербазитовой магмы, механизме интрузий и происхождении серпентинизирующих растворов неприглядны и потому для многих покажутся невероятными, но они хорошо объясняют отсутствие дифференциации и ассимиляции в гипербазитовых интрузиях, а также низкую температуру и отсутствие контактового воздействия на вмещающие породы и, наконец, снимают самую трудную для других гипотез проблему увеличения объема при серпентинизации.

Вопрос о происхождении габброидных и более кислых пород, входящих в состав гипербазитовых формаций, а также об их взаимоотношениях с ультраосновными породами, наименее изучен, и по этому поводу могут быть высказаны только некоторые предположения. Вряд ли габброиды, диоритовые породы и плагиограниты, сопровождающие гипербазитовые интрузии, являются производными гипербазитовой магмы. Против этого говорит отсутствие типов, переходных между перидотитами и пироксениитами, с одной стороны, и габбро — с другой. Противоречит такому допущению и наиболее вероятное существенно кристаллическое кашеобразное состояние гипербазитовой магмы, делающее невозможным проявление какой-либо дифференциации.

Вероятнее всего, этот комплекс габброидных и более кислых пород имеет различное происхождение. Многие габбро-амфиболиты и амфиболиты, ассоциирующие с гипербазитами, вероятно, вообще не являются изверженными породами, представляя собой продукт глубокого метаморфизма основных эффузивов, оказавшихся в зоне глубинного разлома. При этом не исключена возможность перерастания метаморфизма в магмообразование с возникновением палингенных габброидных расплавов в соответствии с представлениями Г. В. Пинуса [Пинус и др., 1955]. Возможно, наконец, что в связи с развитием глубинных разломов, проникающих в симатическую зону, в процессы магмообразования вообще вовлекается вещество расположенных выше базальтовой и осадочно-метаморфической оболочек.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОРОГЕННЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

Общие закономерности развития геосинклинальных прогибов давно и хорошо известны. Рано или поздно внутри прогиба закладывается геоантиклинальное поднятие, которое постепенно разрастается в горизонтальном и вертикальном направлении вследствие складкообразования и магматических процессов. Геофизические наблюдения в районах молодых складчатых областей и островных дуг показывают, что геоантиклинальные области отличаются значительно утолщенной по сравнению с соседними прогибами и платформой осадочно-метаморфической корой. Заложение и развитие геоантиклинальных поднятий почти всегда сопровождается напряженным магматизмом, но магматизм этот имеет уже существенно и даже принципиально иной характер по сравнению с собственно геосинклинальным магматизмом эпохи заложения и погружения прогибов. Для областей поднятий характерен базальт-андезит-липаритовый вулканизм с сильным преобладанием пород среднего состава, проявляющийся преимущественно в наземной обстановке. Эффузивные комплексы почти всегда сопровождаются субвулканическими интрузивами, по составу соответствующими или близкими одновозрастным эффузивным сериям. Разрастание геоантиклинал обычно сопровождается изменением состава последовательно образующихся эффузивно-интрузивных комплексов, при котором количество кислых пород постепенно увеличивается, а основных — постепенно же уменьшается. Кульминационному моменту геоантиклинального режима (вероятно, времени максимального утолщения осадочно-метаморфической оболочки в области поднятия) отвечает образование батолитовых гранитовых интрузий. Последние закономерно связаны пространственно с областями напряженной складчатости. Это, видимо, и служит основанием для распространения представления о синтетектоничности гранитовых батолитов, о приуроченности их к «главной фазе» складчатости. Такой вывод тем не менее чрезмерно упрощен и во многом ошибочен. В действительности рождение гранитовой магмы только в некоторых случаях и только на больших глубинах совпадает во времени с интенсивными движениями и процессами регионального метаморфизма. Поднятие же гранитовой магмы или продвижение вверх фронта гранитового магмообразования осуществляется всегда после складчатости и рассланцовки осадочных толщ и связывается с заложением или подновлением крупных разломов в жестких (непластичных) породах. Во всяком случае, гранитовые интрузивы средних и малых глубин всегда бывают отчетливо посттектоническими. Максимальные поднятия эпохи формирования гранитовых интрузий, естественно, сопровождаются энергичным размывом, приводящим довольно быстро к выведению на поверхность гранитовых плутонов и нередко — к пенеппенизации страны. Но тенденция к поднятиям зачастую сохраняется, геоантиклинальная область снова испытывает поднятие и в этом случае нередко в пределах той же области снова проявляется существенно андезитовый эффузивно-интрузивный вулканизм, обычно не отличимый от добатолитового и всегда обнаруживающий ясную связь с разломами на флексурных перегибах

границы геосинклинальных и геосинклиналий областей или на краях вторичных геосинклиналей и межгорных прогибов.

Большая продолжительность жизни собственно геосинклинальных структур и очень разнообразная обстановка, в которой осуществляются свойственные им магматические процессы, обуславливают большое разнообразие геосинклинальных магматических формаций. Разнообразие это выражается в том, что магматизм проявляется и в эффузивных, и в интрузивных фациях, и, кроме того, в том, что его продукты весьма разнообразны по составу. При этом обнаруживаются следующие закономерности.

1. С разрастанием геосинклинальной зоны увеличивается роль кислых пород в последовательно образующихся магматических комплексах. Наиболее ранние добатолитовые комплексы имеют преимущественно базальт-андезитовый состав, а затем андезито-дацитовый, причем эта эволюция добатолитового магматизма нередко заканчивается образованием дацит-липаритовых или существенно липаритовых комплексов. В послебатолитовых эффузивных и эффузивно-интрузивных комплексах порядок событий может быть и обратным. Таким образом, обнаруживается явная эволюция глубинных очагов по времени, проявляющаяся в изменении состава магм.

2. Другая закономерность выражается в изменении состава одновременно образующихся магматических комплексов в пространстве. Очень многими исследователями подчеркивается закономерное повышение щелочности вулканических образований и сопутствующих им центральных интрузий с приближением к платформам или срединным массивам, около которых или между которыми закладывается подвижная зона, причем повышение щелочности может идти вплоть до образования фельдшпатидных пород. Такое изменение содержания щелочей в пространстве ярко выражено в поперечных поясах изверженных пород штатов Монтана и Колорадо [Ирдли, 1954], в Индонезии [Ван Беммелен, 1957], на Камчатке [Набоко, 1960] и во многих других случаях.

Подобные изменения состава обнаруживаются всегда в крупном плане при анализе изменения состава магматических пород в пределах структурных подразделений первого порядка. Но наряду с такими изменениями наблюдаются и другие, обнаруживающиеся при сопоставлении одновременного магматизма в пределах более мелких структур, структур второго или третьего порядка. Эффузивные комплексы прогибов и поднятий второго и т. д. порядков, развивающихся внутри общего поднятия, часто заметно отличаются друг от друга по «кислотности». На поднятиях они всегда имеют более кислый состав, чем в прогибах.

3. Магматизм геосинклинальных областей и вообще областей поднятий проявляется и в эффузивной, и в интрузивной форме, причем во всех случаях наблюдается, что количественные соотношения между эффузивными и интрузивными образованиями в каждом данном магматическом комплексе меняются во времени. Более ранние магматические комплексы являются существенно эффузивными. В более поздних комплексах интрузивные фаии начинают играть все большую и большую роль, а в эпоху образования батолитовых гранитов эффузивная деятельность вообще прекращается или, во всяком случае, сокращается очень сильно и возобновляется только после значительного размыва, в «послебатолитовую» эпоху.

4. В каждом конкретном эффузивно-интрузивном комплексе более или менее крупные интрузивы всегда образуются в конце или после завершения эффузивной деятельности, причем средний состав интрузивов большей частью оказывается несколько более кислым по сравнению со средним составом комагматичных эффузивов.

Все многообразие эффузивно-интрузивных комплексов, свойственных областям и эпохам поднятий, образует, по существу, непрерывный ряд типов ассоциаций (магматических формаций), дающих постепенные переходы друг с другом и выделяющихся в значительной степени условно. Особняком стоят батолитовые гранитоидные формации, выделяясь и по составу, и по условиям залегания и, вероятно, отличаясь способом образования. Таким образом, в группе геоантиклинальных магматических формаций, естественно, выделяется три ряда: ряд эффузивных формаций, ряд вулканогенных интрузивных формаций и ряд батолитовых гранитоидных формаций.

Автор глубоко убежден в том, что первые два ряда во всех случаях тесно связаны генетически друг с другом. Вместе с тем далеко не всегда удастся доказать эту связь, особенно для глубоко размытых участков, где эффузивные толщи оказываются снятыми денудацией и где как раз чаще всего вскрываются интрузивные их эквиваленты. Поэтому с целью достижения максимальной объективности в группировке материала эффузивные и интрузивные формации будут описаны раздельно, наличие же генетических между ними связей будет подчеркиваться и обосновываться в каждом отдельном случае.

А. РЯД ЭФФУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ. БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-ЛИПАРИТОВАЯ ГРУППА

Представители базальт-андезит-липаритовой группы формаций очень широко распространены в природе. К этой группе принадлежит, вероятно, значительно больше половины всех древних и четвертичных вулканических комплексов. Объясняется это широкое распространение, с одной стороны, тем, что сама группа велика по объему и разнообразна по составу, а с другой, тем, что магматические формации, объединяемые в эту группу, могут возникать в весьма различной геологической обстановке и, в частности, на разных этапах жизни подвижной зоны.

Петрографический состав группы очень разнообразен. В ее сложении принимают участие базальты, андезиты, дациты, липариты, иногда появляющиеся очень разнообразные породы субщелочного и щелочного состава. Но количественно в группе преобладают средние типы пород, в чем заключается главное отличие данной группы от группы спилит-кератофировых формаций.

Базальт-андезит-липаритовая группа формаций довольно точно отвечает по своему содержанию тому типу ассоциаций магматических пород, который издавна получил название «тихоокеанского типа» и который прекрасно представлен юным вулканизмом складчатой области, охватывающей Тихий океан по его периферии. А. Н. Заварицкий, обсуждая особенности химизма магматических ассоциаций, объединяемых понятием «тихоокеанский тип», считает возможным выделить внутри этого сборного типа три группы ассоциаций. В первой объединяются типы Пеле, Лассен-Пик и Электрик-Пик; она характеризуется повышенным содержанием кальция во всех породах основного и кислого состава. Вторая соответствует типу Сан-Франциско и отличается несколько повышенной ролью щелочей. Третья — это тип Йеллоустонского парка, отличающийся еще более высокой щелочностью и появлением заметных количеств пород с фельдшпатоидами [Заварицкий, 1950, с. 220—233].

Большое разнообразие петрографического состава при очень широком распространении базальт-андезит-липаритовой группы формаций за-

ставляет ставить вопрос о необходимости дробного ее расчленения. К сожалению, степень изученности ее такова, что такое дробное расчленение, по-видимому, возможно и иногда осуществляется только для конкретных ассоциаций в пределах отдельных районов. Например, Е. Н. Горецкая [1962] в Тянь-Шане нашла возможным выделить только в верхнем палеозое базальт-андезитовую, андезит-базальтовую, андезитовую, трахиандезитовую, андезит-липаритовую, базальт-липаритовую и липаритовую формации. Однако выделение большого количества типовых формаций пока невозможно. Поэтому в дальнейшем мы ограничимся подразделением базальт-андезит-липаритовой группы только на три формационных типа: а) андезитовую формацию, б) трахиандезитовую и в) липаритовую или порфировую, которым примерно соответствуют три рассматриваемых ниже интрузивных формационных типа: а) габбро-диорит-гранодиоритовый, б) габбро-монцит-сиенитовый и в) субвулканических гранитов.

При этом по своему содержанию андезитовая формация достаточно точно соответствует первой группе А. Н. Заварицкого, охватывающей петрохимические типы Пеле — Лассен-Пик — Электрик-Пик. Трахиандезитовая формация в нашем понимании несколько шире объема типа Сан-Франциско, причем в составе этого формационного типа могут присутствовать и собственно щелочные породы. Липаритовая или порфировая формация отличается резким преобладанием кислых эффузивов над основными и средними. Понятно, что между этими тремя формационными типами имеются переходы и предложенная группировка в значительной мере условна. Эти три формационных типа распространены в природе неодинаково. Преобладает андезитовая формация, классически представленная продуктами подавляющего большинства четвертичных и современных вулканов Тихоокеанского кольца. Поэтому трахиандезитовую и липаритовую (или порфировую) формации приходится рассматривать, по существу, только в качестве местных отклонений от преобладающего типа.

Представители базальт-андезит-липаритовой группы формаций могут образоваться на различных этапах развития подвижной зоны, и, в частности, примерно одинаковые эффузивные (и соответствующие им интрузивные) комплексы могут быть добатовитовыми и послеватовитовыми. Вместе с тем совершенно ясной является связь этой группы формаций с определенными типами тектонических структур, а также мощностью, составом и свойствами участка коры, на поверхности и внутри которого они возникают. Базальт-андезит-липаритовые формации обнаруживаются уже в составе образований собственно геосинклинальной стадии развития подвижного пояса. Они образуются или в пределах зарождающихся поднятий (Урал в силуре) часто одновременно и рядом со спилит-кератофировыми формациями, или же в конце существования геосинклинального прогиба при его замыкании и начинающемся поднятии. В таком случае представители базальт-андезит-липаритовой группы формаций непосредственно сменяют спилит-кератофировую во времени (Рудный Алтай в верхнем девоне — нижнем карбоне). Главный же тип структур, на фоне которых образуются эффузивные формации данной группы, — это оформившиеся геосинклинальные зоны, в которых эффузивно-осадочные толщи первичных геосинклиналей уже были собраны в складки и пронизаны крупными интрузиями (американская часть Тихоокеанского пояса, кайнозойский вулканизм Кавказа и Закавказья). Андезитовый вулканизм в таких собственно геосинклинальных областях проявляется после глубокого их размыва в связи с образованием крупных разломов. Естественно, что эффузивные толщи геосинклинальных областей при продолжаю-

щихся поднятиях быстро разрушаются и часто сохраняются только в пределах впадин типа остаточных геосинклиналей или межгорных прогибов (Восточное Забайкалье в мезозое, Минусинская и Тувинская впадины в девоне и т. д.). Естественно также, что в особенно глубоко размытых геоптиклинальных структурах мы чаще встречаемся с интрузивными представителями данного ряда формаций, чем с эффузивами. Наконец, в некоторых случаях базальт-андезит-липаритовая группа формаций появляется в пределах структур типа срединных массивов (плато Колорадо, Колымский массив, Паннонская глыба и т. д.) и иногда даже на окраинах древних платформ.

Базальт-андезит-липаритовые формации, видимо, всегда являются продуктами деятельности вулканов центрального типа, чем определяется крайне неустойчивый их петрографический состав. Мы знаем, что нередко даже соседние вулканы одновременно изливают лавы различного состава, а состав продуктов извержений одного и того же вулканического аппарата ритмически изменяется во времени. Центральным типом извержений объясняется и очень широкое распространение в составе формаций этой группы различных пирокластических пород, а также туфолов (игнимбритов). В большинстве случаев базальт-андезит-липаритовые формации образуются в наземной обстановке. Поэтому они или сложены целиком вулканогенным материалом или представлены лавами и туфами, ассоциированными с обломочными осадочными породами — континентальными или мелководными морскими. Эти обломочные породы нередко состоят целиком из продуктов механической дезинтеграции вулканогенных пород и часто неправильно описываются как туфы или туффиты. Наконец, базальт-андезит-липаритовые эффузивные формации часто и даже обычно сопровождаются связанными с ними интрузивными формациями соответственного состава, но здесь эта связь редко бывает непосредственной, как, например, в случае спилит-кератофировых или трапповых формаций. Чаще интрузивные комплексы образуются несколько позднее, чем эффузивные, нередко размещаются вне эффузивных толщ, хотя по ряду признаков можно с большей или меньшей уверенностью судить о том, что те и другие являются производными одного и того же глубинного магматического очага.

В отличие от спилит-кератофировых серий, характеризующихся регионально проявленным зеленокаменным изменением, базальт-андезит-липаритовые формации или обладают кайнотипным обликом в случае юного возраста, или же отличаются особым «диагенетизированным» состоянием [Усов, 1925], выражающимся в массовом развитии тонко рассеянных свободных окислов железа, а также хлоритовых минералов, придающих характерную окраску породам и появляющихся в результате медленно идущих процессов раскристаллизации стекла и распада твердых растворов, устойчивых только при высоких температурах. Бурые, красноватые, лиловые тона характерны для древних эффузивов, возникших в субаэральной обстановке, и, следовательно, типичны также и для относительно древних андезито-дацитовых, трахиандезитовых и липаритовых эффузивных комплексов. Другой тип изменений, свойственный этим формациям, — пропилитизация. Но проявляется она всегда локально, обычно в связи с гидротермальным рудообразованием, и сосредоточивается или вдоль некоторых трещинных зон, или в жерлах глубоко размытых вулканов центрального типа, часто нацело преобразуя материал, их выполняющий. Наконец, третий тип изменений — преобразование эффузивной породы во вторичные кварциты, протекающее с выносом большей части оснований при низком значении рН гидротермальных растворов.

С существенно андезитовыми, трахиандезитовыми и липаритовыми формациями генетически и пространственно связаны совершенно определенные типы рудных месторождений. Это, прежде всего, так называемые эпитермальные или эффузивные месторождения, в основном золото-серебряные, а в сущности — полиметаллические благодаря резкому телескопированию в процессах рудообразования в приповерхностных условиях. Большинство месторождений этого типа располагается в размытых жерлах третичных андезитовых или дацитовых вулканов преимущественно в пределах вулканического кольца Тихого океана (Анды и Кордильеры Америки, Япония, Новая Зеландия, Зондские острова), а также на внутренней стороне Карпат. Оруденение сопровождается пропилитизацией, окремнением, серицитизацией и алунитизацией вмещающих пород.

Другой тип месторождений, который уже менее уверенно связывается с андезито-дацитовыми формациями, — это месторождения вторичных кварцитов (с корундом и андалузитом) с вкрапленными медными и медно-молибденовыми рудами типа Коунрада.

АНДЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Существенно андезитовая формация в своем распространении решительно преобладает над трахиандезитовой и липаритовой.

Прототипом андезитового формационного типа могут служить молодые эффузивные комплексы Каскадных гор в Америке, а также эффузивы Камчатки и Курильских островов, представленные петрохимическими типами Пеле — Лассен-Пик, к которым относится большинство вулканических пород Тихоокеанского пояса. На рис. 18, заимствованном из «Введения в петрохимию» А. Н. Заварицкого, изображены химические составы лав вулканов Мон-Пеле на острове Мартиника и Лассен-Пик на юге Каскадных гор в Северной Америке. На диаграмме отчетливо выделяются два роя векторов, близких между собой, но явно не совпадающих. Породы Мон-Пеле отличаются в общем более высоким содержанием кальция и меньшим щелочей и заметной пересыщенностью глиноземом. В типе Лассен-Пик этого пересыщения нет; по сравнению с типом Пеле в нем несколько выше щелочность. На диаграмме нанесены также линии средних составов пород Пеле (I) и Лассен-Пик (II), которые будут использованы дальше для сопоставления.

Группе ассоциаций, представленной петрохимическими типами Пеле — Лассен-Пик, А. Н. Заварицкий дает следующую характеристику. «Здесь преобладают пироксеновые андезиты, частью дациты, отличающиеся очень основным плагиоклазом. В некоторых случаях, например в Фуджи-Бонинской дуге и в провинции Флорес, встречается почти чистый анортит. Основные плагиоклазы встречаются даже в кислых породах. Так, например, в риолитах из округа Теллуриде встречается лабрадор. Японский михарит с Михараямы отличается особенным богатством анортитом, что выражается очень низкой величиной параметра a . В связи с основным характером плагиоклаза, требующего для своего образования меньше кремнезема, характерный признак серии этих пород представляет появление кварца или другой формы кремнезема. Из пироксенов большим распространением пользуется ромбический пироксен или бедный известью пироксен пиконитового типа. Иногда в андезитах моноклиновый пироксен совсем отсутствует; в базальтах пироксен представлен авгитом диопсидового типа. В кислых породах пироксен заменяется роговой обманкой, а затем появляется биотит и ортоклаз, количество которых зависит от накопления калия» [Заварицкий, 1950, с. 222—223].

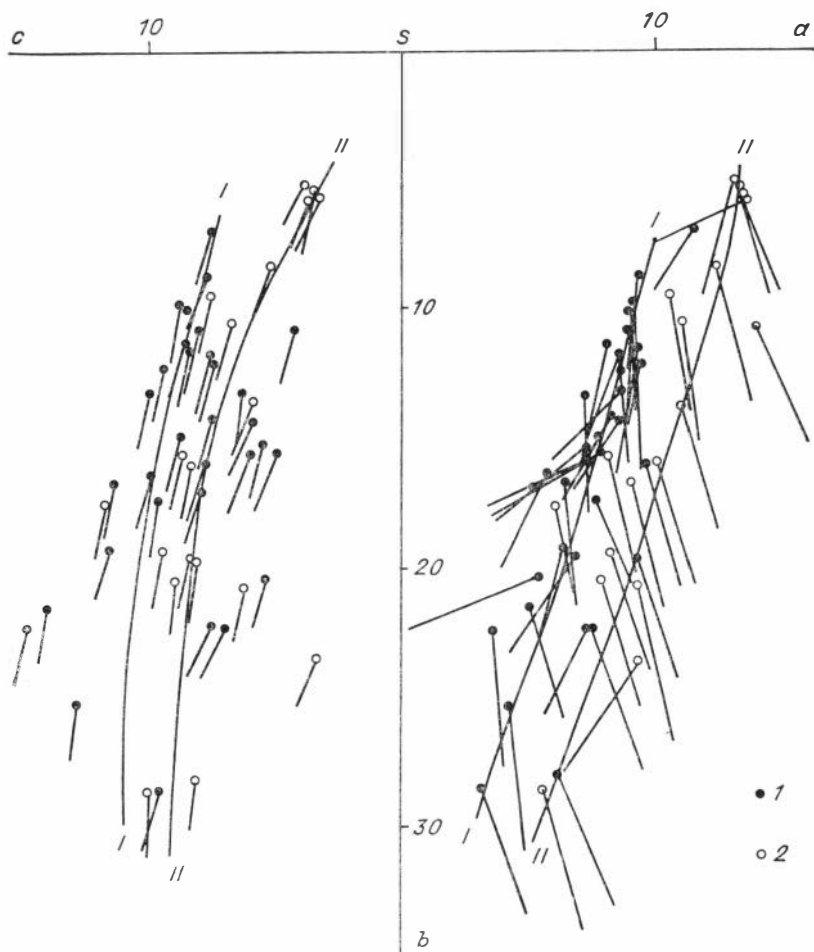


Рис. 18. Диаграмма химических составов пород типа Пеле (I) и Лассен-Пик (2) [по Заварицкому, 1950].

Здесь и далее: I—V — вариационные линии типа Пеле (I), Лассен-Пик (II), Сан-Франциско (III), Этны (IV), Марос-Хайвуд (V).

Петрографический состав андезитовой формации также в достаточной степени своеобразен. Вариации состава могут быть очень велики — от оливинового базальта до липарита, но преобладают андезито-базальты и андезиты. Типичные породы — базальты толеитового типа, андезито-базальты, пироксеновые андезиты (с гиперстеном или пихонитом). Даци-ты и липариты относительно редки и распространены главным образом в виде пемз и в составе обломков пирокластических пород. Роговообман-ковые базальты, андезиты и дациты встречаются там, где отделение ле-тучих было по тем или иным причинам затруднено (некки, экструзивные купола, нижние части потоков). Очень часто с эффузивными толщами, принадлежащими к типу андезитовых формаций, тесно связаны субвул-канические интрузивные тела, сложенные породами типа гиперстенового диорита, гранодиорита, иногда габбро и образующие дайки, силлы, што-ки и т. д. Намечается возможность подразделения андезитовой формации по признаку количественного преобладания тех или иных типов пород на две субформации: базальт-андезитовую (со значительной ролью ба-

зальтов и андезито-базальтов) и андезито-дацитовую (содержащую значительные количества кислых пород). Иногда в тесной связи с андезитовыми формациями встречается и третий тип ассоциаций — сочетание базальтов с дацитами или липаритами совсем без андезитов. Но этот тип по особенностям своего состава стоит ближе к трапповым формациям, причем он и пространственно тяготеет к древним платформам и срединным массивам. По этой причине подобные базальт-риолитовые ассоциации и не следует включать в состав андезитовых формаций. Наиболее распространен из намеченных двух формационных подтипов базальт-андезитовый, состоящий главным образом из андезито-базальтов и пироксеновых андезитов.

Распространены андезитовые формации очень широко, причем они типичны для вулканов всех современных островных дуг, а также и вообще для всего верхнетретичного и четвертичного вулканизма Тихоокеанского кольца. Верхнетретичный вулканизм Закарпатья, верхнетретичный и четвертичный вулканизм Кавказа и Закавказья также проявились образованием преимущественно андезитовых формаций. Этот же формационный тип широко развит и в древних складчатых поясах Урала, Центрального и Восточного Казахстана, Тянь-Шаня и т. д.

Можно привести бесчисленное количество примеров конкретных андезитовых формаций самого различного возраста из разных складчатых зон. Лучше других изучены кайнозойские и современные андезитовые вулканогенные комплексы Тихоокеанского кольца, которые, по-видимому, почти повсюду приурочены к зонам поднятий, сопровождающимся разломами и развивающимся на фоне более древних складчатых областей, пронизанных батолитовыми гранитоидами и испытавшими размыв.

Кайнозойская базальт-андезитовая формация Каскадных гор. Каскадные горы в штатах Вашингтон и Орегон сложены мощной толщей вулканических туфов и лавовых потоков преимущественно андезитового и базальтового состава. Эти породы образуют сложный вулканический комплекс, причем различные пачки комплекса отделены друг от друга угловыми несогласиями, прослоями осадочных пород и древними почвами. Вершины хребта усажены крупными андезитовыми конусами, представляющими собой остатки четвертичных вулканов [Уотерс, 1957]. Этот третично-четвертичный андезитовый комплекс располагается на размытой поверхности более древних эффузивно-осадочных толщ, испытавших напряженную складчатость и пронизанных гранитоидными батолитами в верхнеюрское время (невадская орогения).

Интересно, что к востоку и к западу от Каскадных гор третичные эффузивы также широко распространены, но представлены они базальтовыми излияниями других формационных типов, в соответствии с иной тектонической обстановкой областей их формирования (рис. 19). Западнее Каскадных гор в эоцене была заложена геосинклиналь, выполненная типично геосинклинальной осадочной толщей и многочисленными покровами базальтовых пород и пластовыми интрузиями долеритов и габбро. Базальтовые лавы изливались преимущественно в подводной обстановке, в связи с чем они часто имеют подушечное строение; им свойственна широко распространенная альбитизация, обусловившая спилитовый характер базальтовых пород. Характерно полное отсутствие дифференциации; породы многочисленных покровов и различных частей даже мощных пластовых интрузий удивительно однообразные, толеит-базальтовые по составу. Возраст наиболее молодых базальтовых пород определяется верхним эоценом. Третичные эффузивы района, расположенного к востоку от Каскадных гор (бассейн р. Колумбии), также представлены толеитовыми ба-



Рис. 19. Схема распространения кайнозойских вулканических пород северо-восточного побережья Тихого океана [по Уотерсу, 1957].

1 — андезитовые конусы, четвертичные; 2 — оливиновые базальты, переслаивающиеся с андезитами, плиоценовые — современные; 3 — гранодиориты, кварцевые диориты, пироксеновые диориты, олигоцен-плиоценовые; 4 — базальты р. Колумбии, миоценовые; 5 — андезитовый комплекс, верхне-эоценовый — нижнеплиоценовый; 6 — подводные излияния базальтов, эоцен-нижнеолигоценовые.

зальтами, изливавшимися преимущественно во время миоцена. Они залегают горизонтально на размытой поверхности метаморфических и плутонических пород (т. е. в платформенной обстановке), занимая громадную площадь и достигая мощности больше 1500 м. Эта эффузивная толща так-

же отличается крайне слабой дифференциацией. Формировалась она почти полностью в наземной обстановке. Краткая характеристика этих двух базальтовых комплексов, которую им дает А. Уотерс [1957], позволяет относить первый из них (эоценовые базальты) к типу спилитовых, второй (базальты Колумбии) — к типу трапповых формаций.

Андезитовый комплекс Каскадных гор сложен лавами и туфами весьма разнообразного состава, меняющегося от оливиновых базальтов до риолитов, но около 75 % всех пород составляют пироксеновые андезиты и андезит-базальты, остальные же 25 % приходятся на толеитовые базальты, гиперстеновые базальты и дацитовые пемзы. В комплексе преобладают вулканические шламовые потоки и агломераты, которые замещаются по простирацию и переслаиваются с туфами, туфобрекчиями, лавовыми потоками и обломочными породами. Большая часть вулканогенного материала образовалась, вероятно, в результате сильных взрывов ультравулканского и пелеейского типов. Многочисленные дайки, штоки и вулканические жерла прорывают эту серию, особенно вдоль гребня Каскадных гор. Осадочные отложения, окаймляющие вулканогенную толщу, инфицированы силами гиперстен-авгитовых долеритов и гранофировыми гиперстеновыми диоритами. Многие лавовые потоки и пирокластические породы содержат большое количество ксенолитов граувакк, аргиллитов, зеленокаменных пород и базальтов.

Несмотря на изменчивый состав, породы андезитового комплекса обладают некоторыми общими чертами химизма. Для всех характерны высокое содержание извести и глинозема и сравнительно низкое содержание железа. Большинство пород отличается обилием порфировых выделений плагиоклаза с прямой и обратной зональностью. Гиперстен и авгит известны практически во всех породах. Изредка встречается базальтовая роговая обманка; биотит, как правило, отсутствует.

В большинстве случаев андезитовые породы сильно изменены в результате постмагматической гидротермальной переработки. Характерно превращение оливина и гиперстена в серпентин, иддингсит, боулингит и гематит. Август замещается хлоритом, эпидотом, альбитом, кварцем. Полевые шпаты часто альбитизированы, сосюритизированы или серицитизированы. Иногда в породах развиваются цеолиты, глинистые минералы и т. п.

Описанный андезитовый комплекс формировался от раннего эоцена до плиоцена и, следовательно, во времени он перекрывает упомянутые выше эоценовые и миоценовые базальты соседних районов.

Третичная эффузивная толща в ряде случаев пересечена многочисленными интрузивными телами гранодиоритов и диоритов. Самым крупным из них является так называемый Снокуолмский «батолит» — интрузив диаметром примерно 30 км, представляющий собой сложный массив пироксеновых кварцевых диоритов, роговообманковых диоритов и гранофиловых кварцевых монцитов. Большинство других интрузивов сложено основными авгит-роговообманковыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Порфировые выделения плагиоклазов в них обычно обладают обратной зональностью, подобной той, которая наблюдается в андезитах. Последние в контакте с интрузивами частично перекристаллизованы. В интрузивных породах часты миаролитовые пустоты, в выполнениях которых нередко постмагматические образования, аналогичные наблюдающимся в андезитах. Ряд признаков говорит о том, что интрузивы образовались на небольшой глубине, под тонкой кровлей. Возраст интрузивов определяется неточно. Одни из них залегают в эоценовых, другие — в миоценовых лавах, но четвертичные вулканы располагаются на их размытой поверхности [Уотерс, 1957].

После длительного периода эрозии новый цикл вулканизма начался в позднем плиоцене и продолжался с перерывами в четвертичное время.

Для плиоценового вулканизма характерно излияние громадного количества оливиновых базальтов и андезито-базальтов из сотен небольших лавовых конусов и крупных щитовых вулканов. Вулканическая деятельность продолжалась без ослабления в течение всего плейстоцена. Это был период роста цепей вулканов, которые в настоящее время образуют вершины Высоких Каскадов. Состав этих вулканов различен. Среди них могут быть выделены следующие.

а. Существенно андезитовые конусы, представленные большинством вулканов Северных Каскадов. Они сложены преимущественно гиперстен-авгитовыми андезитами, переполненными выделениями плагиоклазов; оливиновые базальты и андезито-базальты иногда также обильны; дациты встречаются в незначительном количестве (иногда они полностью отсутствуют).

б. Сложные конусы андезитов, дацитов и риолитов. Они широко распространены в южной части Каскадов. Примером их могут служить вулканы Кратерного озера и группы Лассен. Извержения гиперстен-авгитовых андезитов характеризуют раннюю стадию эволюции вулканов этого типа. Более кислые породы — дациты и риолиты — обычны в качестве более поздних продуктов вулканизма. Здесь, однако, не обнаруживается постоянной прямой зависимости между химическим составом вулканогенных пород и последовательностью их извержения. Так, поздняя история формирования группы Лассен характеризуется неправильным чередованием извержений кислого (дациты, риолиты) и основного (андезиты, базальты) материала. На горе Мейзм (Кратерное озеро) после образования крупного гиперстен-андезитового конуса имело место извержение оливиновых базальтов и дацитов из паразитических конусов на склонах вулканов; затем произошел выброс дацитовых туфов, сопровождавшийся лавами, богатыми роговой обманкой; далее образование кальдеры; наконец, экструзия гиперстеновых андезитов.

в. Базальтовые щитовые вулканы, размещенные между более высокими андезитовыми конусами.

г. Сложные конусы базальтов и риолитов, расположенные на западной окраине базальтового плато «внутренней платформы» (срединного массива.— Ю. К.) бассейна р. Колумбии. Это — вулканы Медисин Лэйк в Калифорнии и Ньюберри в штате Орегон. Последний образует конус более 30 км в диаметре основания и поднимается на 1300 м над поверхностью «внутренней платформы», сложенной горизонтально лежащими покровами базальтов. Конус состоит из слабо пересыщенных кремнеземом авгитовых базальтов, а также риолитов, наблюдаемых в нежном меньшем количестве, причем андезиты в нем почти отсутствуют. Последние вспышки вулканической деятельности здесь имели место в совсем недавнее время и проявились одновременным извержением риолитов и оливиновых базальтов внутри кальдеры, а также из трещин и паразитических конусов на склонах вулкана [Тернер, Ферхуген, 1961, с. 246].

Судя по приведенной выше характеристике андезитового комплекса Каскадных гор, он в целом отвечает выделенной А. Н. Заварицким петрохимической группе Пеле — Лассен-Пик и может служить примером андезит-базальтовой субформации. Исключением являются базальт-риолитовые ассоциации вулканов Медисин Лэйк и Ньюберри, которые отличаются полным отсутствием андезитов и в этом отношении приближаются к продуктам платформенного траппового вулканизма, например, ба-

зальт-риолитовому комплексу Исландии, чему соответствует и расположение этих вулканов на поверхности срединного массива — обломка древней платформы.

Обсуждая вопрос о происхождении андезитового комплекса Каскадных гор, А. Уотерс приходит к заключению, что одной кристаллизационной дифференциацией трудно объяснить основную особенность состава комплекса — резкое преобладание средних андезитовых пород, хотя именно толеитовая магма, видимо, была для него исходной. Он полагает, что поднятие основной магмы имело место вдоль крупного разлома, отделяющего жесткую глыбу Колумбийского плато (срединный массив) от мощных мезозойских и эоценовых осадочных отложений, накопившихся в Кордильерской геосинклинали. Длительное соприкосновение толеитовой магмы с геосинклинальными осадками привело к обогащению ее некоторыми компонентами последних, в первую очередь летучими. При добавлении небольших количеств их исходная толеитовая магма была преобразована в магму состава гиперстенового базальта. Затем при еще большем обогащении флюидами, а также в результате ассимиляции глинистых пород основания тектогена толеитовая магма могла быть превращена в богатую водяным паром, высокоактивную, способную к взрывам, магму состава гиперстенового андезита. Дополнительная ассимиляция более плавких частей граувакк и аргиллитов могла обусловить превращение некоторой части магмы в дациты, хотя подобный результат мог быть получен и при кристаллизационной дифференциации в неглубоко расположенных очагах [Уотерс, 1957, с. 741].

Ф. Тернер и Дж. Ферхуген, обсуждая тот же вопрос, также, по существу, приходят к мысли о невозможности объяснения разнообразия андезит-риолитовой ассоциации процессами кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы и склоняются к тому, что такая ассоциация возникает в том случае, когда в зонах складчатости процессы селективного плавления захватывают не только базальтовый субстрат, но и кислые породы осадочно-гранитовой оболочки [Тернер, Ферхуген, 1961, с. 249—253].

Базальт-андезитовый подтип андезитовых формаций, развитый в Каскадных горах, видимо, является наиболее распространенным и, как увидим дальше, наиболее устойчивым по многим своим особенностям, проявляясь в почти одинаковом выражении во многих районах, будучи особенно характерным для внешних вулканических дуг Тихоокеанского пояса.

Кайнозойская андезитовая формация Камчатки и Курильских островов. Островные дуги восточного и юго-восточного обрамления Азиатского материка (Камчатско-Курильская, Японская, Бонинско-Марианская, Филиппинская, Индонезийская), а также и более древние мезокайнозойские вулканические зоны (Охотская и Приморская), располагающиеся также на восточной окраине материка, могут считаться классическими областями развития андезитовых формаций в наиболее чистом их виде. Все это — области решительного преобладания эффузивных серий с ярко выраженными чертами петрохимических типов Пеле и, в меньшей степени, Лассен-Пик, хотя и здесь нередки проявления субщелочных и даже щелочных ассоциаций.

В пределах Камчатского полуострова, по С. И. Набоко [1960], выделяются две главные структурно-фациальные зоны: Центральная и Восточная. Центральная-Камчатская зона в позднемеловое время представляла собой глубокий прогиб, а с палеогена преобразовалась в вулканическую дугу, существовавшую до конца третичного времени. Мощные третичные эффу-

живные толщи, образовавшиеся в наземной, частью подводной, обстановке, сложены внизу преимущественно андезитами, а сверху андезито-дацитами, дацитами и липаритами. Широко распространены субвулканические интрузии гранодиоритового, диоритового, монцонитового состава, имеющие верхнемеловой и неогеновый возраст. Характерны пропилитизация третичных эффузивов и превращение их в породы типа вторичных кварцитов.

Восточно-Камчатская зона — это зона геосинклинальных прогибов, выполненных верхнемеловыми, палеогеновыми и нижнемиоценовыми эффузивно-осадочными толщами со спилитами, альбитофирами и т. д., которые собраны в крутые линейные складки и прорваны верхнемеловыми и неогеновыми интрузиями ультраосновных, основных и щелочных пород. Таким образом, андезито-дацитовый вулканизм, приуроченный к зоне поднятий (островной дуге), начался уже в палеогене.

Но особенно широко андезито-дацитовый вулканизм проявился на Камчатке в четвертичное время, когда эта область испытала региональные поднятия. Эти поднятия имели центром южную часть Срединного хребта, к которой постепенно причленялись все более молодые пояса поднятий. В верхнеогеновое время общее поднятие охватило обширные территории на Камчатке, и площадные вулканические излияния образвали лавовые плоскогорья. Вслед за этим Камчатка оказалась разбитой большим количеством сбросов с образованием системы грабенов, на дне которых уже в четвертичное время происходило образование наложенных поднятий, сопровождавшееся вулканической деятельностью, продолжающейся до настоящего времени. С этими наложенными четвертичными поднятиями связаны районы наиболее активной современной вулканической деятельности. Наибольшее количество действующих вулканов сосредоточено в Восточно-Камчатской зоне (23 из общего числа 28). Наиболее интенсивными извержениями отличаются вулканы Центральной Камчатской депрессии. В Срединном Камчатском хребте имеется только один вулкан, находящийся в сольфатарном состоянии, но в недавнем прошлом эта область была ареной бурной вулканической деятельности.

Четвертичные и современные лавы Камчатки по своим петрохимическим особенностям являются достаточно разнообразными, хотя и относятся к тихоокеанской известково-щелочной провинции, богатой известью (см. табл. 9 и рис. 20). На диаграмме (рис. 20) можно видеть, что лавы Восточно-Камчатской зоны в общем отвечают типу Пеле. Рой точек, отражающих химизм лав Центральной Камчатской депрессии, разместился вдоль кривой типа Лассен-Пик, и, наконец, лавы вулканов Срединного хребта близки к типу Неллоустонского парка. Петрографический состав лав меняется от базальтов до липаритов, причем преобладают андезиты. Характерно появление основных плагиоклазов и пироксенов в виде порфировых выделений даже в кислых породах, а также образование оливина в породах, пересыщенных кремнекислотой. Роговообманковые базальты, андезиты, дациты не отделяются на диаграммах от пироксеновых лав. Они свойственны тем обстановкам, где возможно обогащение лавы летучими, т. е. неккам, нижним частям потоков, экструзивным куполам и т. п. [Набоко, 1960].

Цепь Курильских островов располагается на крупном длительно развивавшемся поднятии. Судя по отрывочным данным, андезитовый вулканизм начался здесь еще в мелу, продолжался с перерывами в палеогене и неогене, а также в четвертичном периоде. Отмечаются субвулканические габбровые интрузии в верхнем мелу или палеогене и гранитоидные в миоцене. Мощность мезо-кайнозойской эффузивно-осадочной толщи невелика, что естественно в зонах преимущественных поднятий.

Средние составы четвертичных и современных лав Камчатки [по Набоко, 1960]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	57,70	55,90	57,76	50,98	51,42	50,92	50,13	54,79
TiO ₂	0,76	0,81	0,75	1,03	0,99	1,02	1,16	0,84
Al ₂ O ₃	17,07	17,05	17,37	17,04	16,29	17,84	16,91	17,76
Fe ₂ O ₃	3,68	3,88	3,72	4,50	4,1	4,76	4,89	3,92
FeO	3,62	3,94	3,75	5,08	5,15	5,19	4,64	4,52
MnO	0,19	0,14	0,17	0,37	0,16	0,29	0,13	0,14
MgO	4,02	4,79	3,71	6,47	6,84	5,97	6,82	4,57
CaO	7,09	7,95	7,06	9,57	9,61	9,57	9,49	8,18
BaO	0,03	0,04	0,02	0,06	0,06	—	—	0,04
Na ₂ O	3,28	3,23	3,13	2,53	2,36	2,47	3,04	3,06
K ₂ O	1,56	1,40	1,42	1,13	1,30	0,94	1,22	1,16
H ₂ O	0,43	0,46	0,44	0,42	0,57	0,41	0,40	0,47
P ₂ O ₅	0,12	0,19	0,08	0,16	0,27	0,07	0,11	0,14
CO ₂	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	—	0,11	0,21
SO ₃	0,11	0,08	0,16	0,17	0,20	—	0,17	0,13
Cl	0,08	0,10	0,09	0,06	0,06	—	0,07	0,07
F	0,05	0,06	0,03	0,03	0,03	—	—	0,02
С у м м а . . .	99,80	100,04	99,68	99,62	99,46	99,45	99,29	100,02

Продолжение табл. 9

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	54,45	55,11	55,09	59,25	59,48	58,82	60,56	65,25
TiO ₂	0,92	0,75	0,91	0,68	0,64	0,70	0,87	0,55
Al ₂ O ₃	17,64	17,97	17,72	17,58	17,19	17,63	16,36	16,67
Fe ₂ O ₃	3,76	4,32	2,60	3,81	4,12	3,52	3,34	2,72
FeO	4,83	4,05	5,39	3,06	2,46	3,56	3,32	1,80
MnO	0,15	0,13	0,17	0,13	0,12	0,14	0,14	0,12
MgO	4,87	4,15	5,19	3,34	3,56	3,12	2,33	1,49
CaO	8,38	8,06	7,54	6,55	6,72	6,69	5,72	4,19
BaO	0,04	0,04	—	0,05	0,04	0,07	—	0,05
Na ₂ O	3,20	2,86	3,38	3,55	3,79	3,24	3,86	4,03
K ₂ O	1,29	0,99	1,38	1,53	1,51	1,47	2,21	2,16
H ₂ O	0,43	0,56	0,42	0,36	0,40	0,39	0,31	0,48
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,07	0,25	0,25	0,24	0,25	0,25
CO ₂	0,20	0,25	—	—	—	—	—	0,07
SO ₃	0,09	0,15	0,33	0,04	0,04	0,06	0,015	0,04
Cl	0,07	—	—	0,04	0,04	0,05	—	0,09
F	0,02	0,02	—	0,04	—	0,04	—	0,02
С у м м а . . .	100,49	99,55	100,19	100,26	100,36	99,74	99,28	99,98

Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	64,15	65,44	65,37	68,88	68,84	71,85	71,92	72,30
TiO ₂	0,43	0,64	0,51	0,36	0,36	0,25	0,26	0,25
Al ₂ O ₃	17,39	16,73	16,44	15,60	15,70	14,46	14,21	14,63
Fe ₂ O ₃	2,24	2,35	3,17	1,53	1,66	1,40	1,50	1,41
FeO	2,03	2,39	1,22	1,40	1,35	0,88	1,00	0,77
MnO	0,10	0,15	0,09	0,09	0,10	0,07	0,07	0,08
MgO	1,57	1,56	1,40	1,26	1,36	0,56	0,58	0,59
CaO	5,06	4,33	3,86	2,29	2,14	1,67	1,49	2,01
BaO	0,03	0,02	—	0,03	0,03	0,04	0,04	—
Na ₂ O	4,19	3,98	4,04	4,22	4,20	4,28	4,35	3,97
K ₂ O	1,81	1,74	2,62	3,07	3,32	3,39	3,74	2,88
H ₂ O	0,45	0,31	0,64	0,45	0,50	0,44	0,53	0,36
P ₂ O ₅	0,33	0,24	0,38	0,15	0,15	0,09	0,08	0,01
CO ₂	—	—	0,07	0,05	0,05	—	—	—
SO ₃	0,06	0,10	0,03	0,04	0,07	0,02	0,01	0,03
Cl	—	0,16	0,05	0,09	0,09	0,07	0,08	0,07
F	—	0,02	—	—	—	0,03	0,03	0,03
С у м м а . . .	99,84	100,16	99,89	99,51	99,92	99,50	99,89	99,39

Примечание. 1 — лава; 2 — лава Центральной Камчатской депрессии; 3 — лава Восточно-Камчатской активной зоны; 4 — базальт; 5 — базальт Центральной Камчатской депрессии; 6 — базальт Восточно-Камчатской активной зоны; 7 — базальт Среднего Камчатского хребта; 8 — андезито-базальт; 9 — андезито-базальт Центральной Камчатской депрессии; 10 — андезито-базальт Восточно-Камчатской активной зоны; 11 — андезито-базальт Среднего Камчатского хребта; 12 — андезит; 13 — андезит Центральной Камчатской депрессии; 14 — андезит Восточно-Камчатской активной зоны; 15 — андезит Среднего Камчатского хребта; 16 — дацит; 17 — дацит Центральной Камчатской депрессии; 18 — дацит Восточно-Камчатской активной зоны; 19 — дацит Среднего Камчатского хребта; 20 — липарит-дацит; 21 — липарит-дацит Среднего Камчатского хребта; 22 — липарит; 23 — липарит Восточно-Камчатской активной зоны; 24 — липарит Среднего Камчатского хребта.

Четвертичные вулканы Курильских островов (их насчитывается 85, из них 39 действующих) образуют систему рядов, вытянутую в общем по простиранию дуги. Вместе с тем ряды вулканов не следуют точно в направлении дуги, а секут ее несколько косо, образуя короткие кулисообразные отрезки, отклоняющиеся от общего направления основной дуги (рис. 21).

Форма и строение вулканов разнообразны. Преобладают стратовулканы с заметной ролью лавовых прослоев. Широко распространены экструзивные купола. Извержения сопровождаются мощными взрывами и образованием раскаленных лавин. Часть извержений происходит под водой. Современные вулканы начали создаваться в нижнечетвертичное или верхнетретичное время на третичном слабоскладчатом фундаменте, причем имеются признаки, указывающие на начальные подводные извержения. К концу плейстоцена вулканы прошли длительный цикл развития и большинство их превратилось в кальдера-вулканы. В межледниковое время наметилось новое оживление вулканической деятельности. В последнеледниковое, а частью в межледниковое, время во многих кальдерах начали формироваться современные центральные конусы, а также зародился ряд

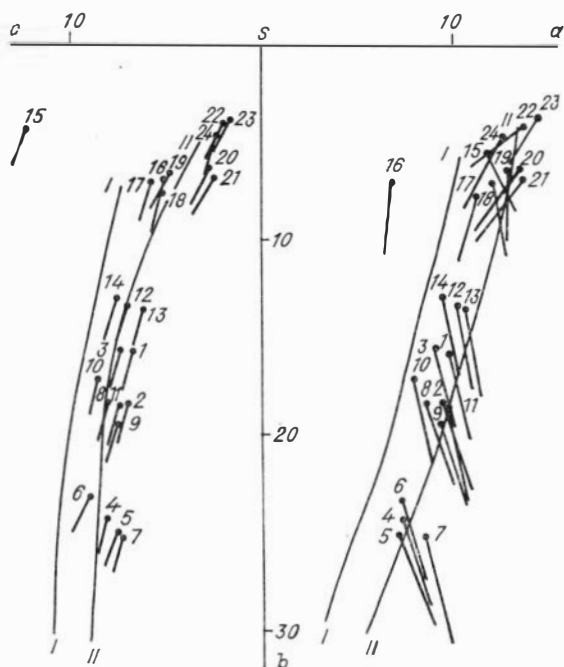


Рис. 20. Диаграмма химических составов четвертичных и современных лав Камчатки.

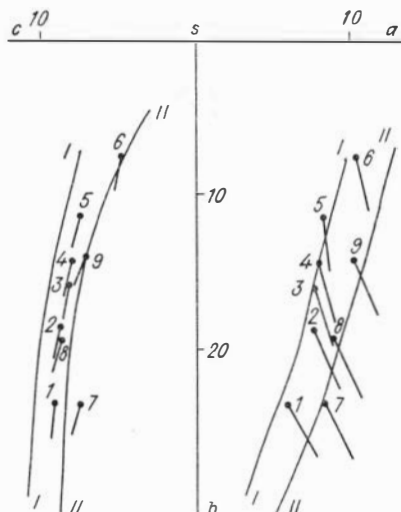
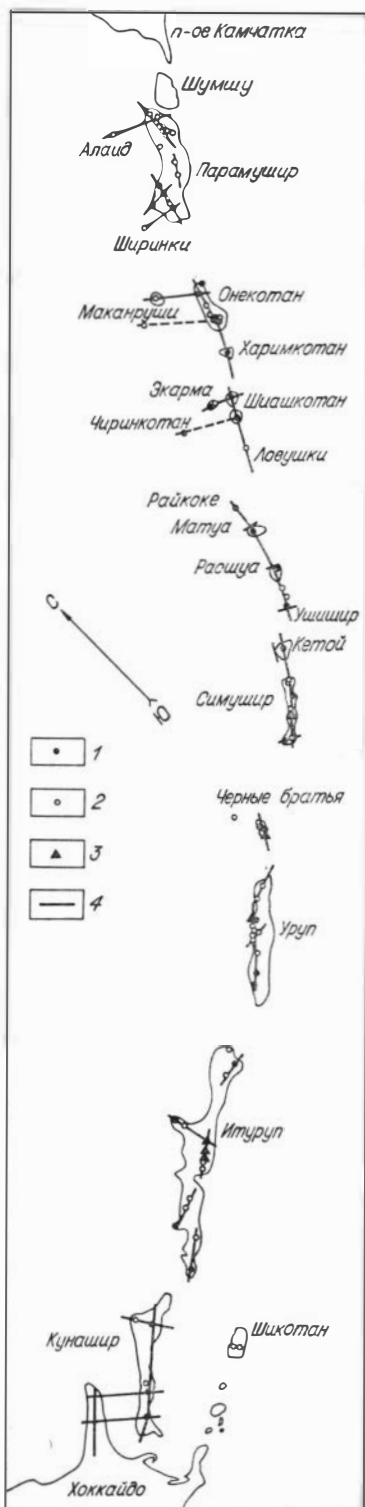


Рис. 22. Диаграмма химических составов лав Курильских островов.

Рис. 21. Схема расположения вулканов Курильских островов [по Горшкову, 1960].

1—3 — вулканы: 1 — действующие, 2 — потухшие, 3 — в стадии сольфатарной деятельности; 4 — вулканотектонические линии.



Средние составы главных типов четвертичных лав Курильских островов [по Горшкову, 1960]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	51,08	54,84	57,05	58,57	61,62	66,49	51,54	52,28	58,12
TiO ₂	1,03	0,82	0,93	0,89	0,81	0,85	1,02	0,98	0,60
Al ₂ O ₃	17,28	18,22	17,40	17,15	16,66	14,70	17,12	18,75	17,76
Fe ₂ O ₃	4,27	2,94	3,96	3,86	3,66	2,16	3,55	3,89	3,84
FeO	7,42	6,02	4,48	4,14	3,45	2,54	8,45	5,65	3,43
MnO	0,22	0,15	0,16	0,16	0,16	0,15	0,16	0,22	0,17
MgO	4,59	4,15	3,44	3,09	2,39	1,49	4,78	3,94	3,03
CaO	10,55	9,30	8,05	7,49	6,32	4,32	9,28	9,55	7,44
Na ₂ O	2,08	2,66	2,83	2,88	2,98	3,69	2,88	3,03	3,25
K ₂ O	0,68	0,93	0,76	0,80	0,89	1,41	1,15	1,20	1,98
H ₂ O	0,64	0,22	0,57	0,83	1,34	2,15	0,28	0,33	0,43
С у м м а . . .	99,84	100,25	99,63	99,86	100,28	99,95	100,21	99,82	100,05

П р и м е ч а н и е. 1 — базальт; 2 — андезито-базальт; 3 — основной андезит; 4 — андезит общий; 5 — кислый андезит; 6 — дацит; 7 — базальт; 8 — андезито-базальт; 9 — андезит.

новых вулканов, являющихся сейчас одиночными конусами. Современная активность — лишь слабый отзвук доледниковой, причем тенденция к формированию куполов указывает на умирающий вулканизм.

Петрографический состав четвертичных лав разнообразен. Преобладают пироксеновые андезиты с ромбическим и моноклинным пироксенами, но иногда встречаются и роговообманковые андезиты. Даци́ты и липарит-дациты являются главным компонентом пирокластических пород. Лавовые потоки и шлаки нередко сложены оливинowymi и безоливинowymi андезито-базальтами и даже базальтами.

В петрохимическом отношении лавы Курильских островов интересны тем, что преобладающая их часть выражена крайне известковистыми представителями тихоокеанских пород — типом Пеле и только небольшое число — более щелочным типом Лассен-Пик (табл. 10 и рис. 22). Г. С. Горшков [1960], рассматривая особенности петрохимии лав Курильских островов, подчеркивает, что более щелочные (типа Лассен-Пик) лавы находятся либо на вулканах, удаленных к западу от основной цепи, т. е. к материку Азии, либо к главной цепи кулис, но на северных их окончаниях, которые также уклоняются к материку от оси гряды. Следовательно, даже в таких тонких деталях здесь проявляется общая закономерность, выражающаяся в том, что с приближением к континентальному блоку, около которого образуется островная дуга, щелочность лав закономерно увеличивается.

Та же картина наблюдается в Индонезийском архипелаге, где известно 500 четвертичных и современных вулканов, из которых 177 действующих. Почти все действующие вулканы извергают лавы тихоокеанского типа, которые отличаются повышенным содержанием кальция и глинозема. Состав продуктов извержений меняется от базальтов до дацитов и липаритов. Местами наблюдаются трахиандезитовые лавы с повышенным содержанием калия, но настоящие «средиземноморские», богатые калием

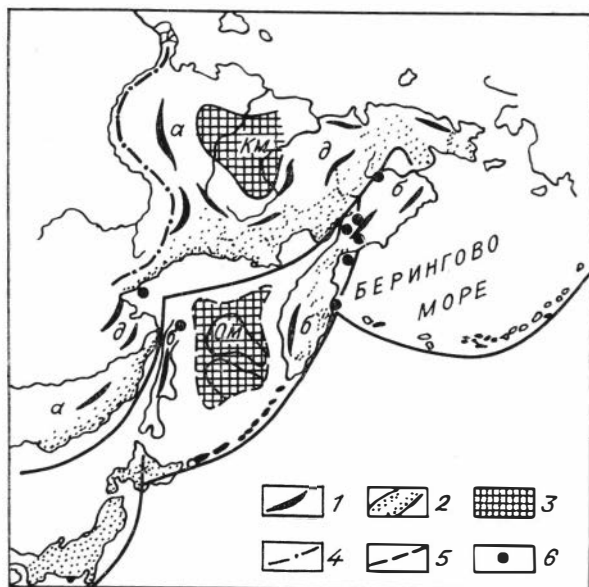


Рис. 23. Структурная схема северо-западной части Тихоокеанского бассейна [по Устиеву, 1959].

1 — основные направления мезозойской и кайнозойской складчатости; 2 — Охотский, Сихотэ-Алиньский, Камчатско-Курильский, Японский вулканические пояса; 3 — Индигиро-Колымские (Км) и Центрально-Охотский (Ом) срединные массивы; 4 — восточная граница Сибирской платформы; 5 — внешние дуговые ограничения древних и современных вулканических поясов; 6 — гипербазитовые интрузии.

вулканические породы являются редкостью, причем извергающие их вулканы оказываются расположенными на внутренней, обращенной к материнку стороне вулканических антиклиналей. Они имеются на северном побережье о. Ява, на некоторых островах моря Флорес, на о. Сулавеси (Целебес), в Центральном Калимантане (Борнео). По мнению Р. Ван Беммелена [1957, с. 223], такие срединноморские ассоциации, включающие лейцитовые породы, располагаются или на неустойчивом краю шельфа континента, или на краях погруженных блоков земной коры.

Эффузивный магматизм Охотского побережья и Восточного Приморья представлен преимущественно аднезито-дацитовыми формациями, образовавшимися в течение верхней юры, а также мелового и третичного периодов.

Охотский тектономагматический пояс, выделенный Е. К. Устиевым [1959, 1961a] на западном побережье Охотского моря, был заложен в конце верхней юры — начале мела на границе между мезозойской Колымо-Чукотской складчатой областью и зарождавшейся Охотско-Камчатской геосинклиналью (рис. 23 и 24). Для Охотского пояса характерно двухъярусное строение. Нижний ярус — складчатые терригенные толщи триаса, нижней и средней юры, пронизанные гранитоидными интрузиями. Верхний — отложения парагеосинклинального типа, представленные мощными терригенными толщами и наземными эффузивами, которые начали формироваться с верхней юры и к настоящему времени были уже собраны в пологие складки.

Для верхней юры характерен андезитовый вулканизм. В нижнемеловое время также извергались большей частью андезитовые лавы и туфы, хотя состав эффузивных пород менялся от базальтов до щелочно-земельных липаритов. Обобщенная картина эволюции вулканизма может быть представлена в виде схемы: андезиты → дифференцированные андезито-липаритовые серии → андезиты.

С диастрофизмом середины мела связано появление «охотских» интрузий. Это многофазные батолитоподобные массивы в основном гранодиоритового состава. В типичном случае формирование массивов начиналось с внедрения небольших масс габбрового состава, затем следовали инъекции диоритов или кварцевых диоритов; главная интрузивная фаза

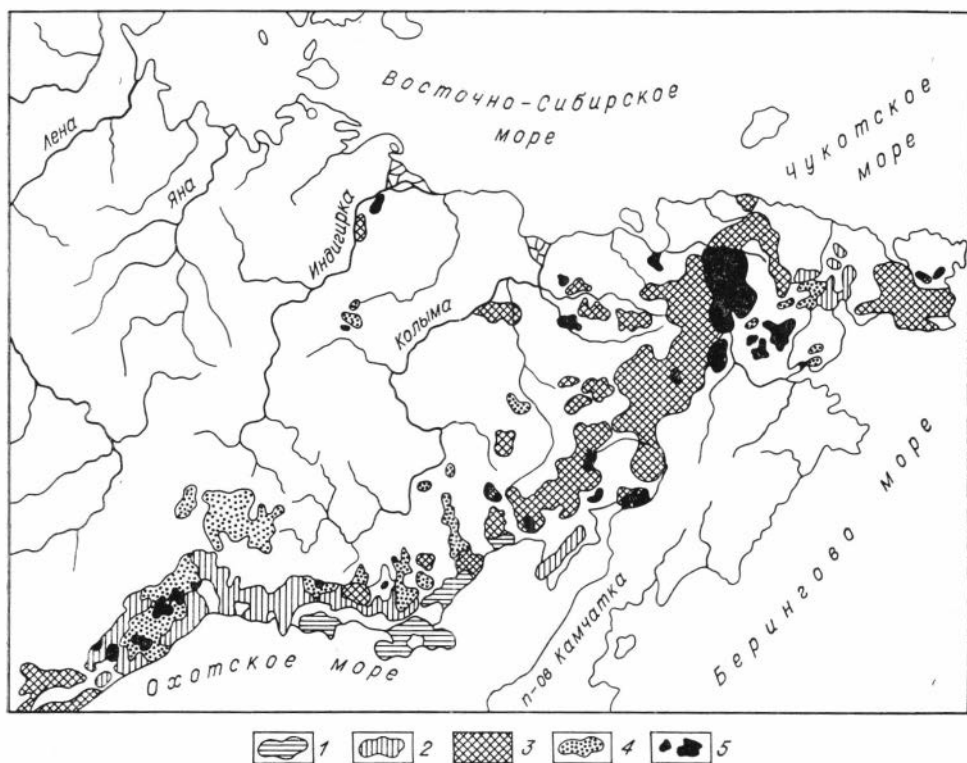


Рис. 24. Схема распространения верхнемезозойских и кайнозойских эффузивов на территории Северо-Восточной Азии [по Устиеву, 1959].

1—4 — эффузивы и туфы: 1 — нерасчлененные верхнеюрские и нижнемеловые, 2 — нижнемеловые, 3 — нерасчлененные меловые, 4 — верхнемеловые; 5 — третичные эффузивы.

характеризовалась гранодиоритовым составом, а в заключительную фазу внедрялись плагиограниты и граниты. Возраст «охотских» интрузий определяется достаточно точно; они прорывают и метаморфизуют вулканогенные отложения нижнего мела, но перекрываются верхнемеловыми породами следующего структурного этажа.

Верхнемеловой этап снова характеризуется интенсивным вулканизмом, но эффузии имеют преимущественно кислый состав, а вулканические извержения отличаются эксплозивными чертами и сопровождаются огромным накоплением разнообразных туфов. Эволюция извергавшихся расплавов может быть представлена в виде схемы: андезиты → дациты → липариты → щелочные липариты.

Тектонические движения конца верхнего мела сопровождаются комплексом гипабиссальных субвулканических интрузий, явно связанных генетически с наземным вулканизмом верхнего мела. Они представлены преимущественно гранит-порфирами с оловянной и редкометальной минерализацией. В интрузиях полигенного характера наблюдаются фазы внедрения: гранитов, субщелочных гранитов, щелочных гранитов.

Третичному этапу отвечает образование верхнего структурного этажа. В палеоцене на всей территории Охотского пояса продолжается мощная вулканическая деятельность, но с иным составом лав. В результате трещинных излияний образуются обширные базальтовые и андезитобазальтовые покровы мощностью до 1000—1200 м. Третичная вулкано-

генная толща залегает почти горизонтально, нивелируя неровности мелового рельефа и образуя высокое вулканическое плато. Колебания состава лав этого этажа не выходят за рамки состава базальтов и основных андезитов; впрочем, наряду с ними появляются щелочные дифференциаты базальтовой магмы, представленные дайками пэзанитов, линдеитов и щелочных липаритов, а также небольшими потоками комендитов и пантеллеритов. Интрузивы этого этапа обнажаются в Охотском поясе крайне редко. Они представлены гипабиссальными телами диорит-андезитового, габбро-долеритового, редко гранитового состава [Устиев, 1959].

В этой серии эффузивно-интрузивных комплексов, по существу, только верхнеюрский и нижнемеловой комплексы могут быть отнесены к типу андезито-дацитовых формаций. Верхнемеловой комплекс обладает ясными чертами липаритовой формации (с соответственными субвулканическими гранитами). Третичный комплекс не совсем ясен, но, судя по наличию в его составе щелочных дифференциатов, близок к трахибазальтовой формации устойчивых областей. Эта смена формационных типов во времени, видимо, обусловлена прогрессивно возрастающей консолидацией территории Охотского пояса.

Исследования последнего времени обнаруживают большое сходство в строении, истории развития и составе магматических комплексов только что описанного Охотского пояса и прибрежной части Дальневосточного Приморья с той разницей, что все события в последнем регионе оказываются сдвинутыми примерно на половину геологического периода [Устиев, 1959]. Здесь выделяются мезозойская геосинклинальная область и Приморская зона кайнозойской складчатости.

Мезозойская область складывается складчатыми существенно терригенными толщами карбона, перми, триаса, юры и нижнего мела, очень напоминающими верхоянский комплекс; в середине мела она стала сушей, в пределах которой в дальнейшем происходили только глыбовые движения. Вулканогенные толщи верхнего мела и палеогена здесь залегают на более древних отложениях резко несогласно и дислоцируются очень незначительно. В области кайнозойской складчатости они смяты в складки северо-восточного направления.

В южной части Приморья к наиболее древним образованиям относятся порфириты сенонского возраста. Более молодыми являются туфы и лавы кварцевых порфиров, образующие толщу мощностью до 1500 м, на которой снова лежат покровы порфиров. Вероятно, близки по времени к порфиритам небольшие интрузии габбро и габбро-норитов, прорывающие толщу верхнемеловых кварцевых порфиров. В палеоцене происходили значительные извержения андезитов, причем опять-таки собственно вулканическая деятельность сопровождалась интрузиями кварцевых монзонитов, гранодиоритов и гранитов. Вслед за образованием этих интрузивов в эоцене на отдельных только участках произошло излияние базальтов, затем извержения туфолав дацитового состава и образование малых интрузий гранодиорит-порфиров. В олигоцене последовали новые значительные по масштабу излияния флюидальных липаритов. Наиболее молодыми изверженными породами южной части Восточного Сихоте-Алиня являются оливиновые и пироксеновые базальты и андезиты, образующие покровы и дайки. Возраст их устанавливается в пределах от неогена до четвертичного периода. В северной части Приморья наблюдается примерно та же последовательность вулканизма, но здесь преобладают основные эффузивы.

Мезозойские и палеогеновые андезито-дацитовые формации широко распространены и далее на запад, в глубь материка, где они в настоящее

время сосредоточены в прогибах типа остаточных геосинклиналей, выполненных грубообломочными терригенными отложениями молассового типа. Примером может служить Восточное Забайкалье, магматические комплексы которого к настоящему времени достаточно хорошо изучены.

Восточное Забайкалье, по В. Н. Козеренко [1956], к началу мезозоя представляло собой консолидированную складчатую область, пронизанную большим количеством гранитовых интрузий, из которых наиболее крупными и распространенными являются граниты верхнего палеозоя (пермские). Грубообломочные континентальные и мелкообломочные морские молассовые отложения, заключающие в себе мощные эффузивные толщи, распространены на сравнительно небольшой площади внутри узких прогибов. Последние рассматриваются в качестве остаточных геосинклинальных систем внутри обширной области, приобретшей к началу мезозоя черты строения, переходные к платформе. В мезозое, вероятно не без участия магматической деятельности, степень консолидации области увеличивается. К концу средней юры море окончательно покидает Восточное Забайкалье, и в верхней юре обломочные отложения сменяются мощными эффузивно-туфовыми толщами. Нижнемеловые континентальные осадки накапливались лишь в депрессиях рельефа. Восточное Забайкалье в это время окончательно перешло к режиму молодой платформы.

Интересно проследить изменение состава продуктов магматической деятельности. На границе средней и верхней юры имела место гранитовая интрузия, образовавшая достаточно крупные штоки и даже батолиты. В верхней юре начались массовые излияния андезитовой магмы, которые в нижнем мелу сменились преимущественно кислыми и, наконец, в начале кайнозоя завершились излияниями преимущественно основной базальтовой и андезито-базальтовой магмы. И. В. Луцкий [1950] склонен считать магматическую деятельность мезо-кайнозоя более продолжительной.

Среди юрских эффузивов преобладают роговообманковые порфириты с порфиоровыми выделениями роговой обманки и плагиоклаза; наряду с ними наблюдаются также биотитовые, биотит-роговообманковые, пироксен-роговообманковые, пироксеновые (авгитовые и гиперстен-авгитовые) и чисто плагиоклазовые порфириты. Не менее разнообразны структурные особенности порфиритов, что связано с условиями их залегания в виде даек, силлов, межформационных залежей, а также в виде покровов, перемежающихся с туфами. Изредка с порфиритами ассоциируют кварцевые порфиры, фельзиты и их витрокластические туфы.

По-видимому, с верхнеюрскими эффузивами тесно генетически связан комплекс малых субвулканических интрузий. Наблюдаются они в виде штоков, которые секут вулканогенные толщи верхней юры, сами перекрываются отложениями нижнего мела и слагаются сиенит-диоритами, монцонитами, сиенитами и граносиенитами, сопровождаемыми пестрой серией жильных пород, представленной сиенит-диорит-порфирами, микрограносиенитами, фельзит-порфирами, сиенит-порфирами, нефелиновыми сиенит-порфирами и габбро-порфирами. К этому же комплексу относятся мощные и протяженные дайки кварцевых порфиров, диоритовых порфиритов, альбитофиров и лампрофиров.

Начиная с нижнего мела, в третичную и даже четвертичную эпохи, вулканическая деятельность в пределах Восточного Забайкалья продолжается, причем в процессе нижнемелового вулканизма накапливались преимущественно кислые лавы и туфы, тогда как во время вулканизма более молодого возраста большинство лав имело основной и средний состав.

Таблица 11

Химический состав верхнеюрских изверженных горных пород Восточного Забайкалья
[по Лучицкому, 1950]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	74,28	74,02	68,09	72,03	59,93	57,14	56,40
TiO ₂	0,25	0,30	0,51	0,44	0,47	0,70	0,59
Al ₂ O ₃	14,22	11,52	16,31	13,56	13,25	13,73	16,66
Fe ₂ O ₃	0,65	1,45	2,24	1,88	1,93	1,72	1,71
FeO	1,13	3,39	0,86	0,43	3,08	4,26	5,88
MnO	0,04	0,02	0,08	0,10	—	0,23	0,05
MgO	0,22	0,12	0,41	0,58	6,81	7,61	5,33
CaO	0,40	0,43	2,61	1,39	4,31	4,82	4,18
Na ₂ O	6,65	2,55	4,11	2,76	3,71	3,31	4,03
K ₂ O	1,30	6,12	3,17	5,16	2,84	3,34	2,04
H ₂ O ⁻	0,05	0,10	0,69	0,53	0,39	0,20	0,57
H ₂ O ⁺	0,68	0,53	1,36	1,14	1,90	2,11	2,03
P ₂ O ₅	0,10	Сл.	—	0,11	—	0,23	0,27
Летучие	—	—	—	—	1,08	0,63	0,44
Другие	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а . . .	99,97	100,55	100,44	100,11	99,70	100,03	100,18

Продолжение табл. 11

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	58,62	49,58	51,60	52,14	63,09	57,33	61,59
TiO ₂	0,59	1,58	2,05	2,08	0,62	0,69	1,18
Al ₂ O ₃	15,64	15,91	14,94	16,49	16,32	10,77	15,52
Fe ₂ O ₃	3,06	3,20	2,77	8,62	0,88	5,02	6,41
FeO	2,12	4,97	5,17	0,92	3,89	3,76	1,29
MnO	0,06	0,08	0,07	0,12	—	—	0,11
MgO	2,48	4,35	3,34	4,52	3,24	3,98	2,17
CaO	5,60	6,40	7,56	5,98	3,95	4,37	1,86
Na ₂ O	3,22	2,18	3,25	3,62	3,03	2,42	2,39
K ₂ O	3,35	2,48	1,06	1,73	3,32	3,21	4,44
H ₂ O ⁻	0,38	0,66	0,24	0,12	0,36	5,77	1,06
H ₂ O ⁺	1,32	3,18	4,61	0,71	1,43		2,13
P ₂ O ₅	0,40	1,01	0,99	0,17	—	—	—
Летучие	3,85	4,16	2,32	2,77	0,03	2,76	—
Другие	—	0,13	—	—	—	—	—
С у м м а . . .	100,69	99,87	99,97	99,99	100,16	100,08	100,15

Компонент	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	58,44	58,72	61,20	50,78	47,39	46,55	49,38	56,72
TiO ₂	1,34	0,80	0,88	1,62	0,54	1,14	2,35	0,78
Al ₂ O ₃	17,20	14,62	15,09	15,25	19,64	16,72	15,69	13,64
Fe ₂ O ₃	5,96	0,89	3,39	2,72	1,66	3,94	1,34	2,11
FeO	0,43	5,00	3,92	5,29	4,75	7,39	8,42	5,05
MnO	0,20	0,22	0,17	0,45	—	—	0,16	0,09
MgO	1,48	6,19	5,78	6,47	6,96	6,24	7,08	5,14
CaO	4,56	4,55	2,56	9,82	9,48	11,16	9,17	4,45
Na ₂ O	3,61	3,10	3,18	3,67	2,61	2,70	2,23	3,76
K ₂ O	3,70	3,00	2,70	0,77	2,19	0,76	1,84	2,69
H ₂ O ⁻	0,86	0,78	0,54	0,13	0,32	0,16	—	0,45
H ₂ O ⁺	2,11	1,38	0,26	0,29	3,80	3,01	0,04	2,66
P ₂ O ₅	—	—	—	Сл.	—	—	0,18	0,28
Летучие	—	0,75	0,14	2,49	0,24	0,20	2,39	2,37
Другие	—	—	—	0,03	—	—	—	0,12
Сумма . . .	99,89	100,00	99,81	99,78	99,58	99,97	100,43	100,31

Примечание. 1, 4 — фелзит, р. Тура; 2 — порфирит, р. Тура; 3 — кварцевый порфир, р. Онон; 5 — диорит-порфирит, Газимуро-Заводской район; 6 — роговообманковый порфирит, Газимуро-Заводской район; 7 — вулканическая брекчия порфирита, Газимуро-Заводской район; 8 — биотитовый порфирит, верховья р. Урюмкан; 9, 10 — порфирит, верховья р. Урюмкан; 11 — авгитовый порфирит, р. Турга; 12 — пироксеновый порфирит, р. Тура; 13 — порфирит, Борзинский район; 14 — андезито-дацит, р. Онон; 15 — андезит, р. Онон; 16 — интрузивный порфирит, р. Унда; 17 — порфиритовая лава, р. Унда; 18 — роговообманковое габбро, р. Ундурга; 19 — габбро-диабаз, р. Тура; 20 — диабаз, р. Тура; 21 — габбро-диабаз, верховья р. Урюмкан; 22 — порфирит пироксен-роговообманково-плагноклазовый, р. Унда.

По своим петрохимическим особенностям эффузивы верхней юры обладают несколько повышенной щелочностью по сравнению с породами типичных андезитовых формаций. Однако эти отклонения не слишком существенны, в связи с чем в правой части диаграммы составы пород хорошо укладываются между кривыми средних составов Лассен-Пик и Сан-Франциско (табл. 11, рис. 25). Часть андезитовых пород, как юрских, так и палеогеновых, отличается пониженной величиной *c* и их составы в левой части диаграммы располагаются правее даже кривой Сан-Франциско. Таким образом, юрские и палеогеновые эффузивы Восточного Забайкалья по особенностям своего состава стоят как бы на границе между андезит-дацитовым и трахиандезитовым типами формаций.

Кавказ и Закавказье, по К. Н. Паффенгольцу и В. Н. Грушевому [1958], Г. С. Дзоценидзе [1960] и др., являются областью массового развития андезито-дацитовых формаций мезозойского и кайнозойского возраста.

В нижней и средней юре на западе (в Грузии) образуется геосинклинальная спилит-кератофировая формация, а на востоке (в Азербайджане) — вулканогенные толщи, состоящие главным образом из различных андезитовых порфиритов, на стратиграфически более высоких уровнях сменяющиеся кварцевыми плагипорфирами.

В верхней юре интенсивная вулканическая деятельность снова проявилась взрывами и излияниями андезито-базальтовых лав. Видимо, с этим

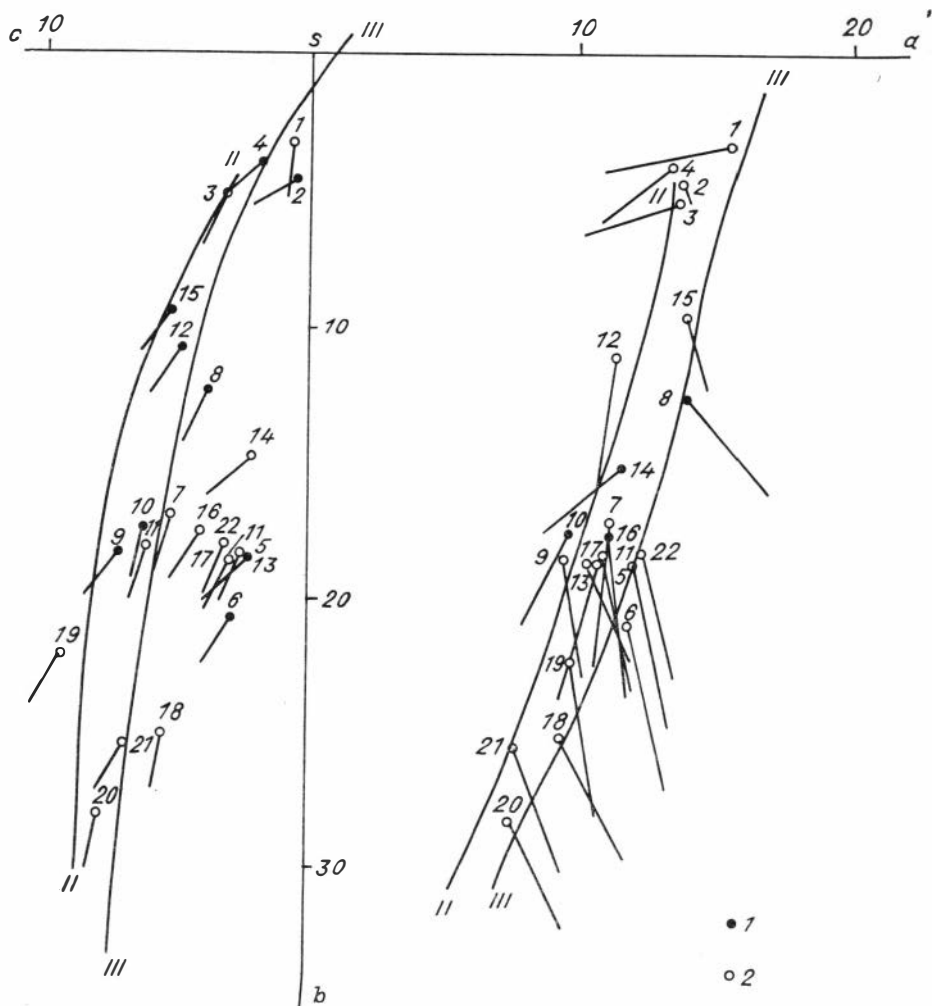


Рис. 25. Диаграмма химических составов верхнеюрских изверженных пород Восточного Забайкалья.

1 — эффузивные породы, 2 — интрузивные породы.

вулканизмом связываются и интрузии кварц-диоритового состава, которые обычно датируются нижним мелом.

С конца мезозоя, в связи с развитием крупных прогибов типа остаточных геосинклиналей, начинается новый вулканический цикл. Вулканические извержения начинаются с конца нижнего мела и продолжаются до олигоцена. Образовавшаяся при этом мощная вулканическая толща состоит преимущественно из пород андезитового и базальтового состава: авгитовых, роговообманковых и плагиоклазовых порфиров и соответственных пирокластических пород. С таким существенно андезитовым вулканизмом связываются предверхнемеловые интрузии гранодиоритов, а также предверхнеэоценовые интрузии диоритов, сиенит-диоритов, габбро-диоритов и гранодиоритов.

Существенно иного характера вулканизм проявился в верхнем эоцене на северной периферии Аджаро-Триалетской зоны и в Памбакском хребте (Армения) в пределах наложенных прогибов, заложенных на поверхности

жестких блоков мезозойских срединных массивов. В составе верхнеэоценовых эффузивов этих районов наряду с преобладающими андезитовыми порфиритами наблюдаются также трахиандезиты, трахиты, лейцитовые фонолиты (Армения), а также оливинные базальты и лейцитовые тефриты. Распространение щелочных пород на небольшой площади говорит о том, что они являются продуктами извержения вулканов центрального типа. В других частях Аджаро-Триалетского и Армянского прогибов в верхнем эоцене изливались такие же нормальные известково-щелочные породы, как и в среднем эоцене. В Армении с щелочными эффузивами связана центральная интрузия нефелинового сиенита.

В олигоцене в центральной части Малого Кавказа, испытавшей к этому времени поднятие, снова накопилась мощная вулканогенная толща, имеющая преимущественно трахиандезитовый и трахидацитовый состав.

В конце олигоцена — начале миоцена проявилась мощная интрузивная деятельность, создавшая многочисленные тела преимущественно гранодиоритового, но в общем весьма пестрого состава. Последнее хорошо иллюстрирует пример крупной Мегринской интрузии, сложенной пироксенитами, габбро, габбро-диоритами, монцонитами, сиенит-диоритами, сиенитами, нефелиновыми сиенитами, гранодиоритами и гранитами. К этому же интрузивному комплексу относятся мелкие интрузивы рек Воротан, Арпа, имеющие в общем кварцево-монцитовый состав с переходами к сиенитам, с одной стороны, и к габбро и анортозитам — с другой. Жильная фация этих интрузий представлена сиенит-диорит-порфирами, сиенит-порфирами, диоритовыми порфирами, диабазом, керсантами, спессартитами и аплитами. Примерно такого же состава палеогеновые интрузии обнаруживаются в Аджаро-Триалетской зоне Малого Кавказа, где они залегают в вулканогенной толще среднего эоцена и имеют возраст в пределах от верхнего эоцена до среднего миоцена.

В течение плиоцена и четвертичного периода на Кавказе происходили неоднократные вспышки вулканизма. Наиболее распространены четвертичные лавы и туфы на территории Малого Кавказа. Здесь четвертичные лавы представлены андезитами и базальтами, реже андезитодацитами и дацитами. Перебегающие с ними туфы и туфолавы имеют преимущественно дацитовый и трахидацитовый состав. На Большом Кавказе вулканические проявления четвертичного периода сосредоточены в Эльбруском и Казбекском районах. Эффузивы Казбекского района представлены андезитодацитами, дацитами и андезитами и лишь местами андезито-базальтами и очень редко липарит-дацитами. По Е. Е. Милановскому [1960], основная масса новейших вулканических образований приурочена к полосе поперечного воздымания всех продольных тектонических зон Кавказа (рис. 26). Таким образом, мощные и длительные проявления новейшего вулканизма имели место в районах со значительными утолщениями земной коры (до 50—67 км). Районы с максимальной толщиной коры и наивысшими гравитационными минимумами характеризуются наиболее кислым составом вулканических образований (район Эльбруса), а районы с утонченной корой и гравитационным максимумом (Грузинская глыба — срединный массив) — базальтовыми извержениями с повышенной щелочностью.

Само собой разумеется, что на такой обширной территории, как Большой и Малый Кавказ в течение большого отрезка времени (юра — четвертичный период) характер вулканизма не мог не изменяться во времени и пространстве, но все же решительно преобладающим типом здесь все время были андезитодацитовые формации, в которых лишь иногда (особен-

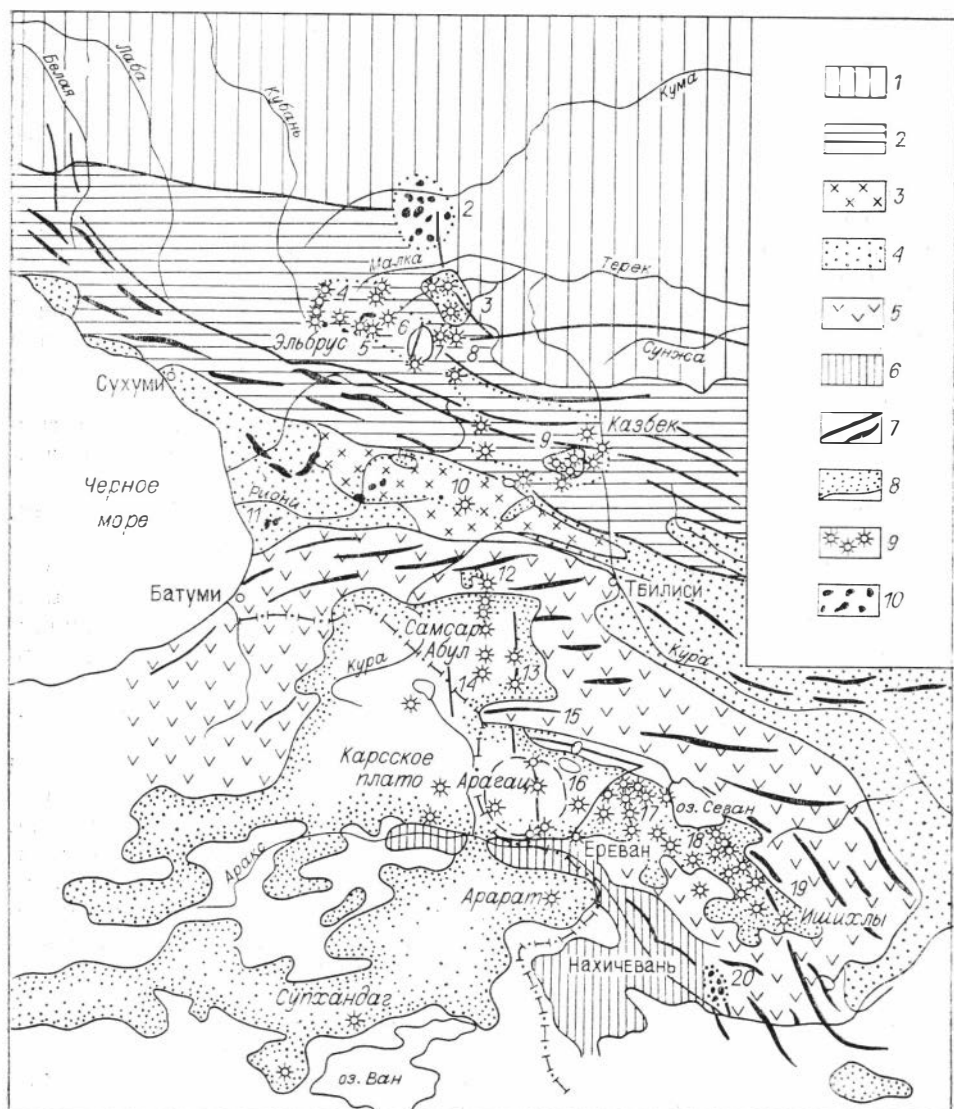


Рис. 26. Положение областей и районов новейшего вулканизма в тектонической структуре Кавказа [по Милановскому, 1960].

1 — эпигерцинская платформа и предкавказские краевые прогибы; 2 — мегантиклинорий Большого Кавказа; 3 — выступы срединного массива (Грузинской глыбы); 4 — межгорные впадины; 5 — мегантиклинорий Малого Кавказа; 6 — Приараксинская межгорная зона; 7 — некоторые альпийские разломы и флексуры; 8 — районы сплошного развития неогеновых и антропогенных эффузивов; 9 — вулканы; 10 — гипабиссальные и субвулканические интрузивы неогенового возраста.

но в верхнем эоцене и олигоцене) появлялись лавы с повышенной щелочностью и даже щелочные.

Карпаты, по данным В. С. Соболева, В. П. Костюка и др. [1955], отличаются от рассматриваемых складчатых поясов исключительно слабым магматизмом. Последний проявился только на внутренней стороне (в Закарпатье), где в неогене местами возникли вулканические центры, изливавшие преимущественно андезитовые лавы. Наиболее древними, по-видимому, являются липариты Береговского района, позже образовались

существенно андезитовые излияния Выгорлят-Гутинской гряды. К наиболее молодым излияниям конца плиоцена относятся базальты и андезиты.

В пределах Выгорлят-Гутинской гряды вулканические извержения начались взрывами с выбросом массы пирокластического материала, затем последовали излияния андезито-базальтов и андезитов. В пору затухания вулканизма шло образование куполов кварцевых гиперстеновых андезитов, а затем местами дацитов и липаритов. В дальнейшем вулканическая деятельность возобновилась излиянием основных лав (близких к базальтам) и отчасти андезитов.

Среди вулканических пород Закарпатья преобладают андезито-базальты и двупироксеновые андезиты. Менее распространены гиперстеновые базальты и пироксен-роговообманковые андезиты. Подчиненное значение имеют гортонолитовые андезиты, андезито-дациты, дациты и, наконец, липариты. Широко распространены пирокластические породы различного состава. Наконец, наряду с типичными вулканическими породами с покровными или купольными формами залегания встречаются и гипабиссальные интрузии, преимущественно штокообразной формы, сложенные сравнительно кислыми породами типа гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров. В закаленных краевых фациях эти породы приобретают облик андезитов и андезито-дацитов. Мелкие интрузивные тела дайковой или трубообразной формы представлены обычно целиком породами эффузивного облика.

Вся серия пород Выгорлят-Гутинской гряды отличается особенностями минерального состава, типичными для андезито-дацитового подтипа андезитовых формаций. Характерны повышенная основность плагиоклаза, большая роль ромбического пироксена (определяющая, в частности, пижонитовый характер авгита), малое распространение роговой обманки. Типична также высокая железистость феррических минералов, с чем связано даже появление гортонолита в некоторых андезитах и андезито-дацитах. На диаграмме, помещенной в работе В. С. Соболева, В. П. Костюка и др. [1955], можно видеть, что подавляющее большинство анализов хорошо укладывается между кривыми Пеле и Лассен-Пик, отличаясь от последних значительной пересыщенностью глиноземом кислых предшественников серии и, пожалуй, несколько большей ролью калия.

В заключение следует привести несколько примеров более древних — палеозойских — андезитовых формаций.

На Урале силурийская вулканогенная зона (зеленокаменный синклинорий), как известно, имеет симметричное строение — сопровождается по обеим сторонам поясами развития спилит-кератофировой формации, имея в центральной части пояс преимущественно андезитовых вулканогенных толщ мощностью до 7—8 км, накопившихся в силуре и начале девона в условиях мелководья, в обстановке цепи высоких вулканических островов. Т. В. Дианова [1958] выделяет в составе андезитовой зоны Павдинского района следующие подразделения (снизу вверх): 1) свита базальтовых порфиров со спилит-туффовым горизонтом, лландовери — венлок; 2) андезитовая свита, нижний венлок; 3) слоистая толща (туффито-туфоконгломератовый горизонт и диабазовая толща), верхний лудлов; 4) ортофирова́я толща, верхний лудлов — жедин; 5) известняковая толща, нижний девон.

Геологическую историю этой части вулканогенной зоны Урала Т. В. Дианова [1958, с. 31] описывает следующим образом. В лландовери — венлоке происходит накопление однообразных базальтовых покровов. В отдельных местах в подводных условиях образуются спилиты и туффы, иногда сопровождающиеся туфоконгломератами и известняками.

ми. В нижнем лудлове в западной части района возникает геоантуклинальное поднятие в виде вулканических островов и происходит накопление вулканогенно-обломочных отложений, местами переслаивающихся с лавами андезитового состава. Затем состав излияний становится более разнообразным: наряду с андезитовыми появляются дацитовые и риолитовые лавы. В зоне прогиба, к востоку от геоантуклинального поднятия, идет накопление лав андезито-дацитового и дацитового состава и соответственных вулканогенно-обломочных образований. К концу нижнего лудлова вулканическая деятельность ослабевает. К этому времени оформляется меридиональная складчатая структура; при этом тектонические движения сопровождаются внедрением интрузивных пород диоритового и плагиогранитового состава. В верхнем лудлове появляются спилиты и диабазовые порфириты, затем туфы ортофинов и другие богатые калием породы.

Таким образом, в истории формирования этой части вулканогенной зоны Урала можно отметить два этапа вулканизма. Первый этап, охватывающий время от лландовери до нижнего лудлова включительно, привел к образованию базальтовых, андезитовых, андезито-дацитовых и кварцевых порфиритов, альбитофинов и кварцевых альбитофинов. Второй этап, начавшийся в верхнем лудлове, характеризуется резкой сменой состава излияний: появляются сначала основные породы, а затем относительно богатые калием породы ортофиновой толщи.

Почти все породы сильно изменены, причем плагиоклазы в них серицитизированы, соскюритизированы, иногда замещены карбонатом и частично или полностью альбитизированы. Альбитизация вообще широко распространена и проявляется главным образом в эффузивах кислого состава. Т. В. Дианова полагает, что альбитофиры представляют собой измененные кварцсодержащие плагиопорфиры или лейкократовые андезито-дацитовые порфириты; кварцевые альбитофиры — это альбитизированные кварцевые плагиопорфиры или дацитовые порфиры.

Андезитовая формация верхнего девона и нижнего карбона Рудного Алтая и Калбинского хребта. Выше была описана весьма характерная кварц-кератофировая формация среднего девона Рудного Алтая. С началом верхнего девона в соответствии с изменившейся тектонической обстановкой изменился и характер вулканизма. Начиная с этого времени в течение всего верхнего девона и нижнего карбона здесь имели место главным образом наземные излияния лав преимущественно андезитового состава.

Например, в Курьинском районе эффузивная толща верхнего девона мощностью около 1 км сложена целиком красноцветными порфиритовыми туфами, а также потоками и силлами кварцевых роговообманковых порфиритов, энстатитовых и авгитовых порфиритов. В хорошем разрезе на р. Кукуйке можно видеть, что курьинские известняки (стриптоцефаловый ярус) перекрываются мощным горизонтом краснобурых туфов и агломератов, пронизанных силлами пироксенового порфирита. Выше туфы сменяются потоками светлых розоватых и зеленоватых кварцевых порфиритов, которые еще выше по разрезу чередуются с потоками пироксеновых порфиритов и тонкими туфовыми горизонтами, причем и здесь наблюдаются силлы почти черного авгитового порфирита. Очень редко и только в основании разреза встречаются красновато-бурые кварцевые порфиры, но мощная толща красных туфов упомянутого базальтового горизонта имеет существенно кварц-порфировый состав. Очевидно, эффузивная деятельность верхнего девона началась в этом районе поднятием кислой магмы и сопровождалась бурными взрывами; позже появились лавы среднего состава (дацитовые), давшие много потоков и мало туфов. Все

это завершилось поднятием основной магмы, образовавшей покровы и силы пироксеновых порфиров.

В Южном Алтае и Калбе вулканическая деятельность продолжалась и в нижнем карбоне (нижний турне), причем в это время здесь образовались авгит-лабрадоровые и авгит-андезиновые порфиры, андезинофиры, олигоклазофиры и разнообразные альбитофиры. Лавы изливались как в наземных условиях, так и под водой, в связи с чем среди них встречаются и шаровые спилиты. Характерно обилие пирокластического материала. Не исключена возможность, что крупные интрузии конца нижнего карбона и верхнего карбона (например, интрузии так называемого змеиногорского комплекса) являются производными того же магматического очага или очагов, с которыми связываются девано-карбоновые излияния.

Андезитовая формация Северного Тянь-Шаня. Н. П. Васильковский [1952] описал в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня очень интересную область длительно развивавшегося магматизма, который проявился, с одной стороны, излияниями андезитовых, дацитовых и липаритовых лав и выбросами соответствующего состава пирокластов, а с другой — интрузиями преимущественно гранодиоритового и гранитового состава. С нижнего карбона до нижнего триаса для этой области, располагавшейся на границе блока, перешедшего к платформенному режиму, и активного геосинклинального прогиба, Н. П. Васильковский выделяет семь тектономагматических циклов.

1. Визейский цикл. Незначительные излияния базальтов, андезитобазальтов и трахандезитов; субвулканические малые интрузии порфиров.

2. Намюрский цикл. Слабая вулканическая деятельность с образованием базальтовых, затем трахитовых лав; возможны малые интрузии монцонитов и сиенитов.

3. Среднекарбоновый (минбулакский) цикл. Интенсивная вулканическая деятельность с накоплением мощной эффузивной минбулакской свиты, имеющей преимущественно андезитовый и дацитовый состав; крупные интрузии кварцевых диоритов и гранодиоритов карамазарского типа.

4. Верхнекарбоновый (акташский) цикл. С конца среднего карбона до середины верхнего карбона продолжалась напряженная вулканическая деятельность с образованием акташской свиты мощностью до 5 км, лежащей на ряд подсуит. Извержения начались с излияния базальтовых, андезитовых и дацитовых лав (акчинская подсуита); позже они сменились извержениями кислого липаритового материала с преобладанием фельзитовых и липаритовых лав при незначительном участии дацитов. С ними тесно связаны интрузивы, формировавшиеся в следующей последовательности: а) диорит-порфиры, сиениты, сиенит-диориты и монцониты; б) биотитовые гранодиориты и граниты кызылсайского типа; в) лейкократовые граниты араханского типа.

5. Верхнекарбоновый — нижнепермский (шурабсайский) цикл. Образование осадочно-эффузивной шурабсайской свиты, в которой обнаруживается перемежаемость андезитовых и базальтовых лав с кислыми, причем кислые излияния преобладали в первой половине нижней перми, а основные — в конце ее. Образование предраваших интрузивов происходило в следующей последовательности: а) диориты и габбро-диориты; б) кварцевые диориты бабайобского типа, сиениты Алмалыка и связанные с ним сиенит-диориты и монцониты, гранитоиды куюндинского типа изменчивого состава (гранодиориты, граносиениты, граниты) — интрузивный комплекс, характеризующийся повышенной щелочностью и неболь-

шими размерами интрузивов; в) гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры гушсайского типа и граниты шайданского типа.

6. Верхнепермский (равашский) цикл. Накопление эффузивно-осадочной равашской свиты, характеризующейся преобладанием кислых вулканитов в начале этой вулканической эпохи и основных (андезито-базальтовых) излияний в конце ее. Эффузивы отличаются повышенной щелочностью. Интрузии этого цикла почти не изучены, распространение их ничтожно, обычно это мелкие штоки гранит-порфиров, сиенит-диорит-порфиров, диорит-порфиров.

7. Нижнетриасовый (кызылнуринский) цикл. Эффузивный магматизм почти не проявлен. Изливалось только небольшое количество кислых липаритовых лав, богатых калием. Зато в это время были образованы крупные лакколитообразные интрузии калиевых гранитов, представляющие собой типичные субвулканы.

Еще более поздними являются малые интрузии (послекызылнуринские) пестрого состава: диабазовые порфириты, диориты, монзониты, сиениты, гранит-порфиры, гранофиры, фельзиты и т. д.

Интересны подсчеты площадей распространения перечисленных эффузивных и интрузивных комплексов по отношению к общей площади, занятой соответственно эффузивными и интрузивными образованиями (%).

	Эффузивы	Интрузивы
Визейский цикл	0,01	Очень мало
Намюрский цикл	0,1	«
Среднекарбонный (минбулакский)	30,0	35,0
Верхнекарбонный (акташский)	50,0	41,0
Верхнекарбонный — нижнепермский (шураб-сайский)	11,5	15,0
Верхнепермский (равашский)	5,0	0,5
Нижнетриасовый (кызылнуринский)	Очень мало	6,0
Послекызылнуринский	—	1,7

Н. П. Васильковский [1952] подчеркивает, что каждая из перечисленных выше эффузивно-осадочных свит отделена перерывом и несогласием от нижележащей, причем интрузии во времени приурочены к этим перерывам.

Ясно выраженными чертами андезитовой формации в этом разрезе обладает только минбулакская свита (андезито-дацитовый подтип). Акташская свита, а также малораспространенная кызылнуринская должны быть отнесены к типу липаритовых формаций и будут описаны ниже. Почти все остальные мало распространены и слабо изучены. Все они обладают повышенной щелочностью и приближаются к трахиандезитовому типу.

Минбулакская свита в своей нижней части состоит из конгломератов и песчаников с незначительным участием туфолов и агломератовых лав, а также порфиров, среди которых местами встречаются пластовые пироксеновые и амфиболовые порфириты. Средняя часть свиты характеризуется кислыми лавами, представленными флюидальными фельзитовыми порфирами и местами диабазовыми порфиритами. Верхняя часть свиты почти повсюду сложена порфиритами андезитового и дацитового состава. В работе Н. П. Васильковского отсутствуют детальные петрографические описания, и только по отдельным указаниям (наличие биотит-пироксеновых порфиров, амфиболовых порфиров с выделениями плагиоклаза и щелочного полевого шпата) можно судить о том, что породы и этой свиты также обладают повышенной щелочностью. По его подсчетам, в сложении ее принимают участие базальтовые порфириты в количестве

около 1 %, андезитовые — 51 %, трахиандезитовые — 4 %, дацитовые — 40 %, липаритовые порфиры — 4 %.

Химические анализы эффузивных пород минбулакской свиты также имеются только в небольшом количестве. Они приведены ниже в табл. 19, где видна их близость к составу одновозрастных интрузивов.

ТРАХИАНДЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Трахиандезитовый формационный тип может рассматриваться в качестве уклонения от собственно андезитового типа в сторону обогащения щелочами и, следовательно, по своему составу занимает промежуточное положение между андезитовой и щелочной формациями. Трахиандезитовый тип формаций по содержанию и объему можно считать более или менее соответствующим типу Сан-Франциско и, отчасти, типу Йеллоустонского парка (точнее, той части этого типа, которая размещается в хребте Абсарака и на вулкане Крандал). По А. Н. Заварицкому [1950, с. 221], оба типа могут быть отнесены, как и преобладающие породы Пеле — Лассен-Пик, к «тихоокеанской» орогенной группе магматических ассоциаций. А. Н. Заварицкий дает следующую характеристику типам Сан-Франциско и Йеллоустонского парка: «В следующей группе пород, представленных в эффузивных породах Сьерра-Невады и особенно в типе Сан-Франциско, мы не имеем больших отклонений от первой группы (т. е. от типов Пеле — Лассен-Пик, — Ю. К.), но уже для кислых пород характерны значительно более кислые плагиоклазы. В риолитах основные плагиоклазы встречаются в случае «закалки», в сильно стекловатых породах, где можно предполагать значительное содержание щелочей в стекле. В кислых породах почти всегда встречаются биотит или ортоклаз или оба вместе. Среди фемических составных частей хотя и преобладают бедные известью пироксены и роговые обманки, но уже чаще встречаются диопсидовые авгиты, особенно в типе Сан-Франциско. Как крайние появляются щелочные типы.

Дальнейшие изменения в том же самом направлении мы находим в типе Йеллоустонского парка. Здесь величина параметра n значительно ниже, а в основной характеристике величина a несколько выше, что выражается не столько в большей кислотности плагиоклаза, как в сравнительно большем распространении ортоклаза. Последний появляется даже в основных породах диоритового типа. Характерны ортоклазовые оболочки вокруг плагиоклаза. Ромбические пироксены исчезают, уступая место роговой обманке и диопсидовому авгиту. В некоторых основных породах, где величина a имеет относительное большое и с отрицательное значение, появляется лейцит или анальцим (некоторые абсарокиты, базальт из Бульfroга в Неваде). В горах Ортис в Новой Мексике появляются нефелиновые породы. На Сумбаве плагиоклазы несколько более основные, появляется лейцит» [Заварицкий, 1950, с. 223].

Петрохимические особенности этих двух типов ассоциаций иллюстрируются рис. 27 и 28. Обращает на себя внимание значительный разброс точек на диаграмме типа Йеллоустонского парка. Резко выделяются по своему положению на диаграмме породы собственно Йеллоустонского парка, не обнаруживающие повышенной щелочности и по существу не отличающиеся от пород типа Лассен-Пик. Было бы правильным исключить их из данного типа.

Таким образом, к типу трахиандезитовых формаций мы будем относить такие вулканические ассоциации, которые при преобладающем количестве средних по составу пород отличаются повышенной щелочностью, до-

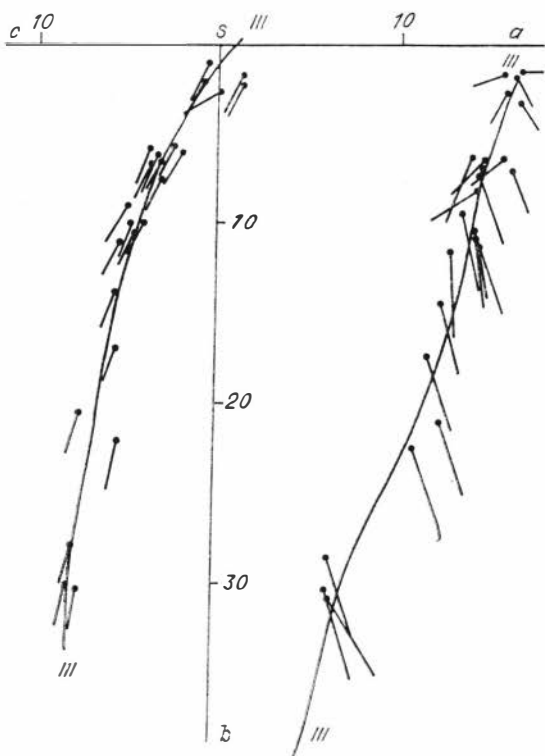


Рис. 27. Диаграмма химических составов пород вулканического района Сан-Франциско [по Заварицкому, 1950].

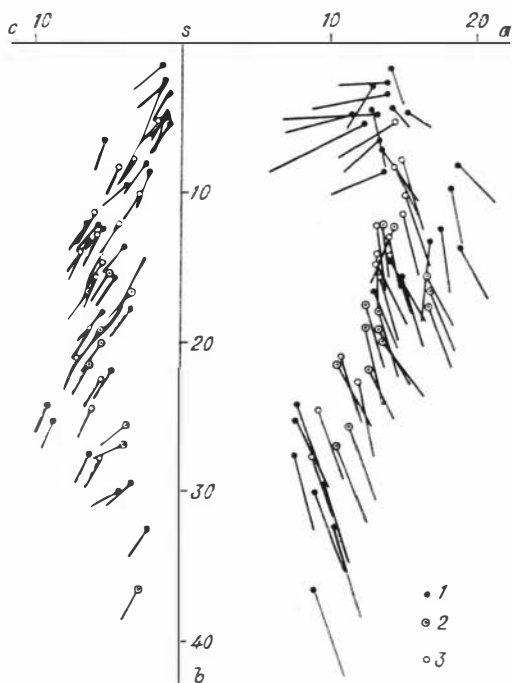


Рис. 28. Диаграмма химических составов пород района Йеллоустонского парка [по Заварицкому, 1950].

1—3 — породы Йеллоустонского парка (1), хр. Абсарока (2), вулкана Крандал (3).

• 1
○ 2
○ 3

стигающей в некоторых случаях таких значений, при которых появляются фельдшпатоидные породы. В петрографическом составе этого типа существенную роль играют базальты (в том числе и оливиновые), трахибазальты, андезиты пироксеновые и роговообманковые, трахиандезиты, трахиты, липариты. Наряду с этими породами встречаются и собственно щелочные нефелиновые или лейцитовые породы, количественно значительно уступающие щелочно-земельным породам. С собственно вулканогенными породами обычно ассоциируют субвулканические интрузивы, состоящие главным образом из пород диоритового и монцонитового состава, а также из габбро, эссексптов, сиенитов, гранитосиенитов, щелочных гранитов, иногда нефелиновых сиенитов и т. д.

Из особенностей минерального состава следует отметить: 1) широкое распространение оливина, присутствующего не только в базальтовых, но и в андезитовых породах; 2) малое распространение магнезиальных пироксенов (ромбических и пижонитов), которые заменяются здесь диопсидовым или титанистым авгитом; 3) довольно широкое распространение роговых обманок, биотита. Плаггиоклазы наблюдаются в разновидностях относительно более кислых по сравнению с предыдущим типом, причем нередко даже в породах базальтового состава они представлены андезитом. В кислых породах ортоклаз обычен, но иногда отмечен и в основных породах. Иногда появляются фельдшпатоиды — нефелин, лейцит или заменяющие их анальцим и цеолиты.

Трахиандезитовые формации, так же как и андезитовые, по-видимому, всегда являются продуктами деятельности вулканов центрального типа и поэтому состоят в значительной степени из пирокластических пород или продуктов переотложения последних. По этой же причине они крайне неустойчивы по составу. Среди них естественны конкретные ассоциации с составом, промежуточным между трахиандезитовыми, с одной стороны, и андезитовыми, трахибазальтовыми и собственно щелочными формациями, с другой.

Распространены трахиандезитовые формации значительно меньше по сравнению с собственно андезитовыми. При этом характерна их тектоническая позиция. Хотя в своем распространении они и связаны с областями геосинклинальной складчатости, но внутри последних они либо приурочены к наиболее жестким блокам, имеющим, например, характер срединных массивов, либо связаны во времени с эпохой полной консолидации и началом платформенного режима в бывшей подвижной зоне. В пределах таких жестких блоков трахиандезитовые формации всегда связаны с крупными разломами, являющимися путями подъема дифференцированной магмы глубинных очагов.

Вулканический район Сан-Франциско находится на юго-западной окраине плато Колорадо, в области смыкания этого срединного массива с ларамийской структурой миогеосинклинали Скалистых гор Южной Аризоны. Район сложен спокойно залегающими отложениями карбона и триаса. На этом основании расположен покров древних базальтов, относящихся по возрасту к верхнему плиоцену. В первой половине четвертичного времени на этом базальтовом покрове образовалось шесть больших вулканов и в том числе вулкан Сан-Франциско. В развитии последнего различают пять стадий. В первую стадию извергались латитовые (трахиандезитовые) лавы, брекчии и туфы; стадия была длительной и преимущественно эксплозивной. Во вторую стадию происходили мощные извержения потоков пироксенового андезита. Третья стадия характеризуется извержением небольших количеств роговообманковых дацитов. К четвертой стадии относятся рибекитовые риолиты в виде тонких потоков. В пятую

стадию вновь извергались основные авгитовые андезиты [Заварицкий, 1950, с. 232—233].

Особенности петрохимии отражает рис. 27, на котором при сравнении с рис. 18 можно видеть, что рой векторов, изображающих составы вулканов Сан-Франциско, располагается несколько правее роя векторов типа Пеле и Сьерра-Невады, т. е. уклоняется от последних в сторону повышения щелочности.

Вулканический район Сан-Хуан [Уотерс, 1957] расположен в сходной тектонической обстановке на восточной окраине плато Колорадо и характеризуется очень близким составом лав. К северо-востоку от гор Сан-Хуан отходит поперечный по отношению к ларамийским структурам Скалистых гор Колорадо пояс порфировых интрузий (диориты, кварцевые монцитоны, щелочные сиениты, аляскиты), с которыми генетически связывается ряд крупных месторождений (свинцово-серебряные — Ледвилл, Монтесума, Джорджтаун; молибденовые — Клаймакс; вольфрамовые — Недерленд).

Эффузивные породы Сан-Хуана образовались в период времени от миоцена до постмиоцена. Они весьма разнообразны по составу. Наиболее часто среди них встречаются андезиты, латиты (трахиандезиты), латитоандезиты, риолиты, но наряду с ними имеются базальты, кварцевые латиты и т. д. Исследователи отмечают удивительно неравновесные отношения между минералами. Например, санидины обычно окружены каемкой олигоклаза. В одной и той же породе в порфировых выделениях могут находиться два различных плагиоклаза, отличающиеся по содержанию анортита на 30—40 %. В плагиоклазах же наблюдается и нормальная, и обратная зональность. В породах одинакового химического состава могут присутствовать порфировые выделения различного состава. Роговая обманка и биотит почти постоянно обнаруживают сильную резорбцию, причем последняя предшествует выделению гиперстена, авгита и магнетита. Все это говорит о сильном загрязнении исходной магмы чужеродным, вероятнее всего, гранитовым материалом.

Хребет Абсарака и Йеллоустонский парк [Заварицкий, 1950] представляют собой большое вулканическое поле, также располагающееся на поверхности размытой ларамийской структуры в области примыкания ее к древней платформе Северной Америки.

Вулканизм этой области имел место главным образом в эоцене, а затем в верхнем миоцене. Эоценовый вулканизм проявился преимущественно извержениями взрывного типа с образованием кислых туфов и брекчий. Преобладают кислые андезиты, роговообманково-слюдавые андезиты и дациты. Одновременно образовались интрузии порфировых пород. К верхнемиоценовому вулканизму относятся основные брекчии и туфы, а также базальтовые покровы и потоки. В это время образовались и крупные, сейчас глубоко размытые вулканы. Вулкан Электрик-Пик особенно глубоко размыт, причем вскрыто его интрузивное ядро, состоящее из диоритов и кварцево-слюдяных диоритов. Эффузивные же породы представлены пироксеновыми и роговообманковыми андезитами и дацитами. На восточном краю Йеллоустонского парка в хребте Абсарака находится более молодой вулкан Крандал. Он также глубоко размыт, в ядре вулкана вскрыты габбро. В строении вулкана принимают участие разные породы. За образованием древних основных брекчий и туфов, с соответствующими покровами базальтов, последовало отложение более молодых кислых брекчий и туфов, роговообманковых слюдяных и пироксеновых андезитов, вплоть до дацитов. Они имеют сравнительно небольшое распространение. За ними следовали еще более молодые основные брекчии

и туфы, сходные с более древними, достигающие мощности 600—900 м. Иногда на них залегают базальтовые покровы. В этих породах встречаются интрузивные тела в виде штоков, интрузивных залежей и даек. Это — иногда диориты, андезитовые порфиры, иногда монцонитовые породы типа банакитов. Для порфировых пород характерны выделения ортоклаза (с плагиоклазовым ядром), а также авгита, оливина и рудного минерала; ортоклаз обилен и в основной массе пород. В основных их разностях наблюдается лейцит, нахождение которого ограничивается породами из покровов; в дайках он отсутствует, но здесь появляется биотит; в кислых разновидностях его место занимает кварц. Широко распространены шошопиты. Это — более темные породы, чем банакиты. Порфировые выделения — лабрадор, авгит и оливин — заключены в основной массе из плагиоклаза и ортоклаза, иногда лейцита (в эффузивных породах). По мере увеличения количества темноцветных шошопиты переходят через калиевые базальты в абсарокиты. В последних порфировыми выделениями являются авгит и оливин, а основная масса состоит из ортоклаза и лейцита вместе с плагиоклазом. Все эти породы связаны постепенными переходами.

На территории собственно Йеллоустонского парка выделяется несколько серий вулканических breccий кислого и основного состава, внутри которых имеются потоки и покровы базальтов, трахитов, андезитов. Самыми молодыми являются мощные потоки ропловых лав, излияние которых перемежалось с излияниями базальтов.

На приведенном выше рис. 28 показаны химические составы части пород этой области. Горные породы хребта Абсарака и вулкана Крандал отличаются от пород Сан-Франциско еще более ясно выраженной щелочностью при повышенной роли калия, что и определило еще более правое положение роя векторов на проекции роя ASB и более пологий наклон векторов на проекции CSB. Вместе с тем намечаются и некоторые различия в составе пород вулкана Крандал и хребта Абсарака. Первые очень близки породам Сан-Франциско.

По-видимому, к типу трахиандезитовых формаций могут быть также отнесены лавы вулканов Сицилии, Сардинии и Лапарских островов.

Лавы Этны. На востоке Сицилии, по А. Н. Заварицкому [1950], еще в конце мезозоя происходили излияния базальтов. Затем последовали излияния щелочных базальтов в миоцене. Образование вулкана Этны относится к четвертичному времени, причем вулканическая деятельность продолжается и до настоящего времени. Наиболее древние, несомненно этнейские, лавы представлены лабрадоровыми и андезиновыми андезитами, сравнительно богатыми цветными минералами, в частности оливином. Более поздними (но доисторическими) являются трахитовидные олигоклазовые андезиты, довольно светлые, с выделениями, представленными плагиоклазом № 25 и очень редко авгитом, и основной массой, состоящей из олигоклаза, авгита, магнетита и небольшого количества стекла. Затем изливались потоки лав собственно андезитового состава. Это породы несколько более темные и основные по сравнению с предыдущими. Современные лавы Этны представлены главным образом андезитовыми базальтами с большим количеством выделений авгита и редкими выделениями плагиоклаза № 50 и оливина. В других разновидностях фенокристаллы представлены лабрадором или андезином. Лава 1329 г. (или 1339 г.) представлена нефелин-олигоклазовым андезитом.

На рис. 29, заимствованном у А. Н. Заварицкого [1950], показан химизм этнейских лав. Они образуют очень определенный рой векторов, который почти совпадает с роем векторов пород хребта Абсарака. Отличием является существенно натровый характер этнейских лав.

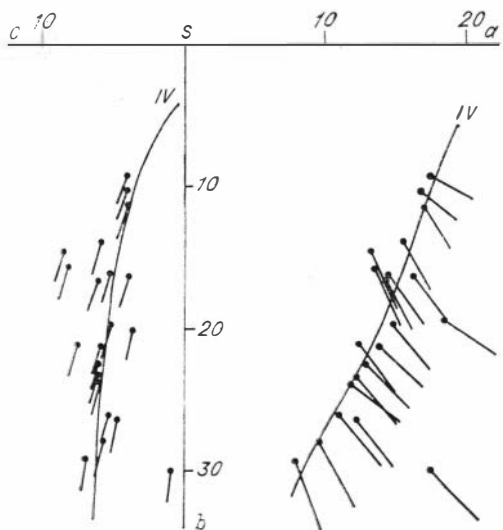


Рис. 29. Диаграмма химических составов вулканических пород Этны [по Заварицкому, 1950].

Трахиандезитовые формации Закавказья. Территория Малого Кавказа представляет собой область массового и длительного проявления вулканизма в мезокайнозой. В разное время и в различной тектонической обстановке здесь возникали вулканогенные формации разного типа. В частности, среднеюрская вулканогенная толща спилит-порфирит-диабазового состава имеет характер собственно андезитовой формации, образовавшейся местами в подводной обстановке. Верхнеюрская

толща, сформировавшаяся после батской складчатости в пределах Грузинской жесткой глыбы, имеет уже субщелочной характер. Она представлена серией пород, меняющих состав от оливиновых базальтов до трахитов через трахибазальты и трахиандезиты. После значительного периода покоя вулканическая деятельность в Грузии и Армении начинает проявляться со среднемелового времени в связи с образованием Аджаро-Триалетской геосинклинали. В пределах этой вторичной геосинклинали образуется серия эффузивов среднего состава, представленная роговообманковыми, реже авгитовыми порфиритами андезитового и андезито-базальтового состава. Одновременно на Сомхитской глыбе возникает вулканогенная толща более кислого состава, состоящая из дацитов, андезито-дацитов и трахидацитов. Эти среднемеловые эффузивы Аджаро-Триалетского хребта приближаются по составу к среднеюрским, отличаясь от них только слегка повышенной щелочностью, и могут быть отнесены к типу андезитовых формаций. Очень сильно выделяется своим ярко выраженным щелочным характером туронская вулканогенная толща Грузинской глыбы, сложенная богатыми натрием породами серии анальцимовый пикрит-базальт — трахибазальт — фонолит, близкой к аналогичным сериям океанических островов. Верхнемеловое время является периодом покоя в отношении вулканизма, и только в палеогене вновь начинаются вулканические извержения, давшие в эоцене мощные лавовые и пирокластические накопления преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава. Эоценовый эффузивный вулканизм проявился также внедрением силлов монцонит-диабазового состава. Предверхнеэоценовые сиенит-диоритовые интрузии Аджарии и Гурии также, видимо, являются интрузивными эквивалентами среднеэоценовых эффузивов. Вулканизм верхнего эоцена дал две серии пород. В пределах прогиба образовалась андезито-базальтовая известково-щелочная серия. В зоне, переходной между геосинклиналью и глыбой, в верхнем эоцене снова возникла щелочная, но уже калиевая, серия пород, состоящая из калибазальтов, тефритов и анальцимовых трахитов [Дзоценидзе, 1948]. Известный щелочной комплекс Памбакского хребта [Котляр, 1945, 1958] имеет, по-видимому, тот же возраст и структурную позицию.

Из этих серий пород к типу трахиандезитовых формаций могут быть отнесены верхнеюрская и среднеэоценовая.

В верхнеюрских отложениях эффузивы сравнительно мало распространены. Среди них описаны [Дзюценидзе, 1948] оливиновые базальты, оливиновые трахибазальты (содержащие наряду с плагиоклазом № 50 санидин или анортоклаз, а также оливин или авгит), оливиновые андезиты и анортоклазовые трахиты с оливином.

Эта серия пород по своему химическому составу приближается к лавам Этны и может рассматриваться как крайний случай проявления трахиандезитовой формации, переходный к собственно щелочным.

Среднеэоценовая эффузивная толща, наоборот, обладает значительной мощностью и развивается на больших площадях. В сложении ее принимают существенное участие авгит-лабрадоровые порфириды, роговообманковые порфириды, альбит-авгитовые порфириды, а также туфы и агломераты того же состава. Плагиоклазы этих пород часто альбитизированы или цеолитизированы. Эффузивы среднего эоцена очень близки по составу к типу Сан-Франциско и породам вулкана Крандал. Это, таким образом, типичные представители трахиандезитовой формации. К сожалению, субщелочной их состав совсем не отражен в петрографических описаниях.

Трахиандезитовая формация нижнего девона Минусинского межгорного прогиба. По И. В. Лучицкому [1960], Минусинский межгорный прогиб, ограниченный системой глубоких разломов, был заложен в начале девона на древнекаледонском складчатом основании в виде наложенной структуры, отделенной от своего фундамента регионально развитым несогласием и перерывом, охватывающим силур и, во всяком случае, часть ордовика. Вулканическая деятельность началась в нижнем девоне и повсюду закончилась в начале среднего девона. Констатируется ясная связь ее с разломами, ограничивающими впадины, благодаря чему мощность эффузивных толщ увеличивается на ее окраинах и значительно уменьшается в центральных ее частях. Собственно вулканогенные образования перекрываются, а также иногда содержат прослой и подстилаются красноватыми песчаниками и конгломератами, образовавшимися в континентальных условиях.

Петрографический состав формации, так же как и характер разрезов вулканогенных толщ, естественно, меняется от места к месту. Но типичным является резкое преобладание пород основного и среднего состава над кислыми, причем липариты в составе формации практически отсутствуют. Наиболее распространены базальты и базальтовые порфириды, долериты и диабазы, лабрадоровые порфириды, плагиопорфиры (альбитизированные ортофиры) и кварцевые плагиопорфиры. Любопытной особенностью представляется полное отсутствие собственно андезитов и андезитовых порфиритов, которые заменяются здесь трахиандезитами и так называемыми лабрадоровыми порфиритами — породами, близкими к андезито-базальтам, но значительно обогащенными плагиоклазом. Уже базальтовые породы и лабрадоровые порфириды, судя по химическим анализам, обладают несколько повышенной щелочностью; трахибазальты, трахиандезиты и плагиопорфиры являются субщелочными, но наряду с ними в составе Минусинского вулканогенного девона описываются и настоящие щелочные породы, сосредоточенные в северо-западной части прогиба. Среди них необходимо отметить нефелиновые базальты и долериты, а также нефелиниты и фонолиты. И. В. Лучицкий подчеркивает некоторые закономерности пространственного размещения эффузивов различного состава, выражающиеся в том, что преимущественно базальтовой оказывается эффузивная толща в пределах собственно впадины, в то время как на поднятиях она складывается более кислыми породами — в основном различными плагиопорфиритами (ортофирами). Вместе с тем он же

отмечает, что в минусинском эффузивном девоне отсутствуют ясные закономерности в изменении состава излияний во времени. Иногда наблюдается нормальная последовательность (от основных к кислым), в других случаях — последовательность обратная. Но чаще всего в пределах Минусинских впадин нижняя часть разреза представлена лабрадоровыми порфиритами, базальтовые же породы сосредоточены в верхах разреза. Щелочные породы в основном сосредоточены также в верхах эффузивной толщи.

Наземный вулканизм Минусинского межгорного прогиба сопровождался одновременным образованием интрузивных тел различного состава. Не говоря уже о том, что многие долериты, трахидолериты и т. д. часто образуют пластовые интрузивные тела, интрузивные формы залегания характерны и для плагиопорфиров (ортофиров), которые нередко образуют трубы, дайки и штоки, а также и для щелочных пород интрузивного облика — тешенитов, берешитов и горячитов. Горячиты и берешиты — это очень своеобразные породы, занимающие как бы промежуточное положение между тералитами и нефелиновыми сиенитами. Они состоят из большого количества нефелина, основного плагиоклаза, титанистого авгита или эгирин-авгита, иногда оливина и щелочного полевого шпата.

Спорным является вопрос о принадлежности к девонскому вулканогенному комплексу сравнительно крупных интрузий, сложенных преимущественно субщелочными нордмаркитами, граносиенитами, а иногда и нефелиновыми сиенитами и сосредоточенных главным образом в Восточном Саяне на границе с Минусинским межгорным прогибом. И. В. Лучицкий считает их додевонскими; большинство других исследователей полагают, что эти граносиенитовые интрузии имеют также нижнедевонский возраст и представляют собой интрузивные эквиваленты плагиопорфиров (ортофиров). В последнее время наметилось и иное решение этого дискуссионного вопроса.

Девонский вулканогенный комплекс Минусинских впадин, описанный И. В. Лучицким [1960], а также Е. А. Шнейдер и Б. П. Зубкус [1962], выделяется А. Д. Шелковниковым [1962] под названием быскарской серии, разделяемой им на три свиты: имирскую, шунетскую и тонскую. Наиболее древняя имирская свита повсюду лежит с угловым несогласием на размытой поверхности нижнепалеозойских эффузивно-осадочных толщ и гранитовых интрузий и складывается преимущественно кислыми эффузивами с несколько повышенной щелочностью. В нижней ее части, как правило, залегают плагиопорфиры, альбитофиры, трахиты, кварцевые порфиры, реже фельзиты и ортофиры, сопровождающиеся туфами, туфолавами, лавобрекчиями, составляющими 50—70 % общего объема свиты. Местами в основании свиты отмечены андезитовые порфириты. В средней и верхней ее частях увеличивается роль фельзитовых порфиров, альбитофиров, трахитов и ортофиров, но уменьшается роль плагиопорфиров, причем местами развиваются и кварцевые порфиры. Кроме перечисленных разновидностей пород в составе имирской свиты отмечены базальты, авгитовые и лабрадоровые порфириты, трахиандезитовые порфириты и их туфы. Они встречаются по всему разрезу имирской свиты, но имеют подчиненное значение. Мощность имирской свиты 1800—2400 м; возраст — жединский, может быть частью кобленцкий.

Вышележащая шунетская свита сложена почти целиком красноцветными осадочными породами, хотя и в ее составе широко развиты пирокластические породы и изредка — основные эффузивы. Мощность свиты колеблется от 50 до 325 м.

Тонская свита в отличие от имирской сложена базальтами, трахибазальтами, порфиритами, мандельштейнами, трахитами, альбитофирами,

Средние составы изверженных пород девона в Минусинском межгорном прогибе [по Лучицкому, 1960]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46,74	49,89	42,24	44,48	47,79	40,40	48,26
TiO ₂	1,75	0,92	2,33	1,65	1,18	0,60	1,40
Al ₂ O ₃	15,53	13,96	13,32	15,79	19,76	17,95	16,84
Fe ₂ O ₃	3,48	2,34	13,29	5,02	0,93	5,06	5,75
FeO	7,62	5,41	3,01	4,64	4,96	6,99	5,30
MnO	0,27	0,32	0,12	0,23	0,28	0,17	0,25
MgO	9,15	11,66	2,47	5,20	5,93	6,23	6,03
CaO	9,51	6,84	11,15	12,42	7,57	11,40	8,76
Na ₂ O	3,08	3,62	4,86	3,52	5,01	6,12	2,69
K ₂ O	0,32	0,08	0,08	1,21	1,24	2,06	1,63
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,77	3,34	1,90	—
H ₂ O ⁺	—	—	5,56	3,98	0,35	1,50	2,38
P ₂ O ₅	0,33	0,21	0,96	—	1,44	0,11	0,33
П. п. п.	1,64	3,84	—	—	—	—	—
С у м м а . . .	99,42	99,08	99,39	98,91	99,78	100,49	99,62

Продолжение табл. 12

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	49,65	48,20	50,24	50,42	55,32	63,33	68,88
TiO ₂	1,59	1,48	1,55	1,65	1,80	0,69	0,54
Al ₂ O ₃	16,79	16,72	16,84	16,54	16,66	15,84	14,53
Fe ₂ O ₃	4,94	5,38	6,79	6,61	5,41	3,77	4,17
FeO	5,94	5,49	3,99	3,49	3,22	2,76	2,67
MnO	0,21	0,10	0,18	0,14	0,17	0,14	0,07
MgO	5,50	6,50	3,82	2,47	2,89	1,13	0,63
CaO	7,47	6,61	7,22	5,98	3,26	2,23	0,58
Na ₂ O	3,55	4,15	4,02	6,20	6,75	4,93	6,47
K ₂ O	1,20	1,06	1,02	1,11	1,50	3,41	2,23
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,09	—	3,05	—	—	1,47	0,37
P ₂ O ₅	0,31	0,33	0,46	0,77	0,31	0,18	0,09
П. п. п.	—	3,45	—	5,14	1,91	—	—
С у м м а . . .	99,24	99,47	99,18	100,52	99,20	99,88	99,23

Компонент	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	48,25	39,48	46,66	42,02	56,77	45,27	45,50	52,21
TiO ₂	2,73	10,90	0,58	0,70	0,28	0,66	1,33	0,90
Al ₂ O ₃	17,38	5,76	22,01	17,14	20,67	21,17	22,06	17,18
Fe ₂ O ₃	4,54	8,42	5,89	6,45	4,05	4,47	5,20	
FeO	5,31	7,55	4,45	4,98	2,24	5,32	4,72	11,32
MnO	0,30	0,27	0,40	0,44	0,14	—	0,86	0,17
MgO	2,13	5,98	1,03	2,31	0,35	0,84	1,66	0,62
CaO	6,03	12,72	4,78	8,30	2,52	7,94	8,49	1,33
Na ₂ O	5,81	2,08	8,32	13,21	7,06	6,80	7,33	6,48
K ₂ O	3,00	1,26	2,15	0,41	3,21	1,79	1,88	7,08
H ₂ O ⁻	—	2,57	3,50	1,08	1,48	—	0,95	1,69
H ₂ O ⁺	3,85	0,42	0,99	1,39	1,38	4,59	0,17	0,09
P ₂ O ₅	0,65	1,53	0,07	1,37	0,17	—	—	0,03
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	99,98	98,94	100,83	99,80	100,32	98,85	100,15	99,10

Примечание. 1 — долерит; 2 — диабаз; 3 — эссекитовый диабаз; 4 — трахидолерит; 5 — эссекитовый диабаз; 6 — нефелиновый долерит; 7 — базальт, по 7 анализам; 8 — диабазовый порфирит, по 4 анализам; 9 — трахибазальт, по 3 анализам; 10 — лабрадорский порфирит, по 6 анализам; 11 — трахиандезит; 12 — эссекитовый порфирит; 13 — плагиопорфир, по 7 анализам; 14 — кварцевый плагиопорфир, по 2 анализам; 15 — тешенит, 16 — тешенит-пироксенит; 17 — берешит; 18 — нефелинит; 19 — фонолит; 20 — горячит, по 2 анализам; 21 — тералит; 22 — сайбарит, по 2 анализам.

порфирами и туфами, а также осадочными породами. Разрез свиты можно подразделить на три части. В основании и нижней половине ее залегает пачка базальтов, диабазов, базальтовых порфиритов и туфов. Выше по разрезу идет чередование диабазовых, андезитовых и лабрадорских порфиритов, мандельштейнов и трахибазальтов. Верхняя часть свиты в основном сложена красноцветными трахитами, кератофирами, ортофирами, кварцевыми и плагиоклазовыми порфирами и др., чередующимися с отдельными покровами трахибазальтов, порфиритов и диабазов. Наряду с покровами в составе свиты встречаются силлы лабрадорских порфиритов, сиенит-порфиров и ортофиров. Мощность тонской свиты сильно меняется, достигая местами 2300 м. Возраст, очевидно, отвечает эйфелю.

А. Д. Шелковников [1962] полагает, что и имирская, и тонская свиты имеют свои интрузивные эквиваленты, близкие эффузивам по составу и возрасту. Имирской свите отвечает так называемый Буюджульский гранитоидный комплекс, состоящий из гранитов, граносиенитов, сиенитов, монзонитов, а тонской — Казырский интрузивный комплекс сложного состава, включающий дифференцированные интрузивы габброидного состава, а также самостоятельные плутоны щелочных кварцевых и бескварцевых сиенитов и иногда нефелиновых сиенитов. Петрохимические особенности девонского вулканогенного комплекса иллюстрируются табл. 12 и рис. 30. На диаграмме намечается (только в правой ее части) два роя точек, соответствующих щелочным и щелочно-земельным породам. Послед-

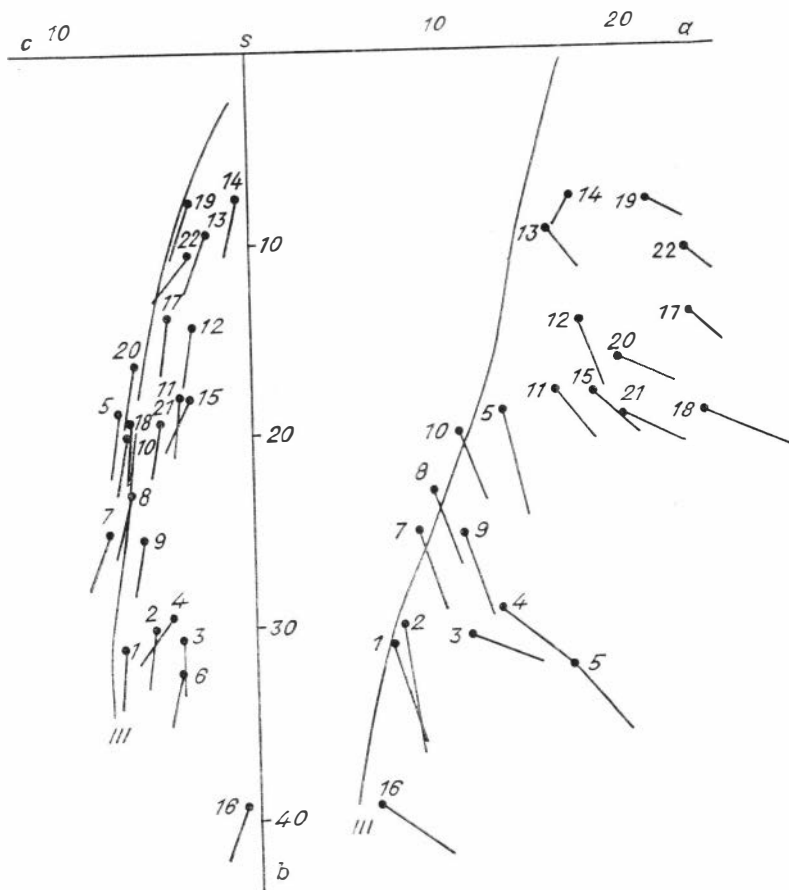


Рис. 30. Диаграмма средних составов изверженных пород девона Минусинского межгорного прогиба.

ние, как уже отмечено, также отличаются повышенной щелочностью, и точки, изображающие их состав, группируются вдоль кривой Сан-Франциско, а ортофиры располагаются даже значительно правее последней. Точки, изображающие состав щелочных пород, располагаются значительно правее, и размещение их напоминает петрохимию океанической трахибазальтовой формации. Обращает на себя внимание бедность калием всех типов пород, включая самые кислые.

ЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Этот формационный тип, так же как и только что описанный, можно рассматривать в качестве особой разновидности андезитового типа, отличающейся преобладанием в его составе кислых пород при подчиненной роли пород средних и обычно полном отсутствии основных. Таким образом, к типу липаритовых формаций мы будем относить такие вулканогенные толщи, которые состоят существенно из лав и пирокластов липаритового, щелочно-липаритового (комендитового), липарит-дацитового, реже дацитового или трахитового состава. Наряду с таким кислым вулканогенным материалом в составе их могут присутствовать также андезиты, трахиандезиты и другие средние, а также очень редко основные

породы, при этом типы, переходные от липаритовой к андезитовой или трахиандезитовой формациям, являются также весьма распространенными. В дальнейшем, вероятно, возникнет необходимость липаритовый формационный тип подразделить на два подтипа: один щелочно-земельный, продолжающий линию развития собственно андезитовых формаций, другой — с повышенной щелочностью, близкий к трахиандезитовым формациям, но в настоящее время пока отсутствуют материалы для выделения таких подтипов. Так же как и в случае андезитовых и трахиандезитовых формаций, собственно вулканогенные толщи липаритовой формации ассоциируют с гипабиссальными интрузивами, в данном случае гранитового состава. Эта связь с интрузивами обнаруживается здесь чаще и даже закономерна, что естественно, если учесть свойства кислой магмы, вязкость которой очень сильно меняется при изменении содержания летучих. В некоторых случаях собственно вулканогенные образования могут отсутствовать полностью, и кислый магматизм проявляется только образованием гипабиссальных интрузий, сложенных кислыми породами эффузивного облика, как это мы имеем, например, в хребте Сарычева [Рудич, 1959], в районе Минеральных вод [Соболев и др., 1959].

Липаритовые формации слишком слабо изучены для того, чтобы можно было их как-то характеризовать с петрохимической точки зрения, а также и со стороны особенностей минералогического состава. По-видимому, нет существенных отличий пород данного формационного типа от наиболее богатых кремнеземом пород андезитовых и трахиандезитовых формаций. Основное его отличие от последних — только количественное преобладание пород липаритового и щелочно-липаритового состава над андезитами и трахиандезитами.

Липаритовые формации также всегда являются продуктами деятельности вулканов центрального типа и поэтому состоят в значительной степени из пирокластических пород и продуктов их переотложения. Покровы и потоки лав липаритового состава встречаются, но не так часто. По-видимому, очень обычны и, во всяком случае, часто описываются дайки, кольцевые дайки, вулканические жерла, а также тела каплевидной и грибообразной формы, сложенные кислыми эффузивного облика породами.

Встречаются липаритовые формации достаточно часто, но все же распространение их не может даже сравниться с распространением собственно андезитовых формаций. Весьма характерна и их тектоническая позиция. Как правило, они появляются в тех же структурно-фациальных зонах, что и собственно андезитовая формация, но в самом конце тектономагматического цикла. Образование липаритовой эффузивной и тесно связанной с ней субвулканической гранитовой интрузивной формации всегда знаменует собой угасание глубинного магматического очага. Таким образом, липаритовые формации — это часто продукты дальнейшей эволюции тех же очагов, которые ранее дали андезитовые формации. Этим и объясняются постоянная их пространственная связь, наличие переходов, а также то обстоятельство, что разделение конкретных андезитовых и липаритовых формаций часто в значительной мере условно. Выделять липаритовые формации при геологическом картировании, видимо, имеет смысл в том случае, если они геологически обособлены от андезитовых, например отделены значительным перерывом и угловым несогласием, эпохой внедрения интрузий и т. д. Позднее образование липаритовых формаций и приуроченность их к областям и эпохам восходящих движений приводят к тому, что они всегда являются наземными образованиями, ассоциируют с континентальными обломочными толщами, чаще всего красноватыми, причем и сами эффузивы и пирокласты липаритовых форма-

ций обычно несут ясные признаки нормального диагенеза и окрашены в различные оттенки красного, бурого и оранжевого цвета.

А. В. Пейве и В. М. Синицын [1950] ввели в геологическую литературу термин «порфировая формация», которую они рассматривали как формацию наземных излияний, ассоциирующую с континентальными и лагунными отложениями: молассах, красноцветными терригенными, сероцветными морскими отложениями и т. д., и типичную для вторичных геосинклинальных или брахигеосинклинальных систем; состав формации характеризуется преобладанием кислых лав при одновременном широком развитии лав среднего и основного состава. Как можно видеть из дальнейшего изложения, объем порфировой формации А. В. Пейве и В. М. Синицына значительно шире объема нашей липаритовой формации и примерно соответствует объему всей базальт-андезит-липаритовой группы формаций классификации, принятой в настоящей работе. Еще более широко понимает порфировую формацию С. А. Салун [1957]. Поэтому для обозначения описываемого здесь формационного типа предлагается во избежание недоразумений новый термин «липаритовая формация». Кстати, этот термин предпочтителен для классификации магматических формаций также и с той точки зрения, что термин «порфир» устарел и не имеет определенного петрографического значения.

Эффузивные комплексы, принадлежащие к типу липаритовых формаций, крайне редко встречаются совершенно обособленно. Почти всегда они ассоциируют с андезитовыми формациями, причем обычно сменяют последние во времени. Именно в таких условиях залегают липаритовые серии верхнего мела Охотского пояса и Восточного Забайкалья, а также эоцен-олигоценовые эффузивы Приморья. То же мы видим в Северном Тянь-Шане.

Акташский вулканогенный комплекс Северного Тянь-Шаня, по Н. П. Васильковскому [1952], подразделяется на акчинскую, сарысионскую и оясайскую свиты. Акчинская свита начинается базальными конгломератами, залегающими с резким угловым несогласием на отложениях среднего карбона и более древних. Состоит она из эффузивных пород и подчиненных им туфов преимущественно андезитового и дацитового состава. Сарысионская свита характеризуется развитием грубокластического материала и кислых липаритовых лав. Оясайская свита состоит почти исключительно из липаритовых и фельзитовых порфиров, фельзитов, туфов, туфолав и агломератовых лав. Эффузивы и пирокласты всех трех свит образовались в наземной обстановке, ассоциируют с красноцветными обломочными породами и сами обладают преимущественно красными, бурыми, фиолетовыми тонами окраски, находясь в диагенетизированном состоянии.

Андезитовые и базальтовые порфириты развиваются только в акчинской свите, составляя около 40 % ее объема. Они представлены разностями с выделениями одного пироксена, пироксена и плагиоклаза, амфибола и плагиоклаза, биотита и плагиоклаза. Основная масса гналопилитовая или микрофельзитовая и стекловатая.

Андезито-дацитовые, дацитовые и липарит-дацитовые порфиры также обнаруживаются только в акчинской свите, составляя 40 % ее объема. Они содержат выделения кварца, розоватого полевого шпата, биотита, амфибола. Полевой шпат представлен средним или кислым плагиоклазом, щелочной полевой шпат редок. Основная масса микрофельзитовая, стекловатая, микропиклитовая.

Липаритовые, фельзитовые порфиры и фельзиты развиты главным образом в сарысионской и оясайской свитах. Липаритовые порфиры со-

Химический состав пород Акташского вулканогенного комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	68,20	66,36	60,81	58,40	51,76	64,30	74,54	77,04	68,94
TiO ₂	0,33	0,36	0,30	0,56	—	0,39	0,09	0,11	0,31
Al ₂ O ₃	14,90	15,27	17,02	18,15	17,50	16,72	13,20	12,98	14,94
Fe ₂ O ₃	2,03	2,33	3,15	3,24	5,12	1,55	0,80	0,21	2,05
FeO	3,65	2,06	3,27	3,76	5,53	4,21	0,50	0,46	2,39
MnO	0,05	0,08	0,02	0,11	—	0,06	0,10	0,02	0,05
MgO	0,47	1,31	2,12	2,19	5,15	0,72	0,13	0,22	0,58
CaO	1,43	2,89	2,99	4,19	6,80	3,00	1,01	1,60	1,71
Na ₂ O	4,28	2,77	5,26	4,10	3,57	4,84	0,05	3,05	4,89
K ₂ O	2,87	4,08	1,75	2,65	1,07	2,32	7,80	3,74	3,12
H ₂ O ⁺	1,01	1,58	2,66	2,36	2,31	0,60	0,75	—	0,66
H ₂ O ⁻	0,19	0,27	0,12	0,30	—	0,25	—	0,35	0,18
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,19	0,16	—	0,12	0,03	0,01	0,06
CO ₂	—	0,19	—	—	—	—	0,72	0,04	—
Валовая S + SO ₃	0,03	—	—	0,02	—	—	—	0,75	—
Сумма . . .	99,50	99,63	99,66	100,19	98,81	99,08	99,72	100,58	99,88

Примечание. Порфир: 1 — фельзитовый, по 3 анализам; 2 — липарит-дацитовый, по 3 анализам; 3 — дацитовый, по 3 анализам; 6 — роговообманковый липаритовый; 7 — липаритовый; 8 — сферолитовый; 9 — липаритовый, по 3 анализам. Порфирит: 4 — андезитовый, по 5 анализам; 5 — базальтовый.

держат порфировые выделения кислого плагиоклаза, анортоклаза, кварца, роговой обманки. Основная масса стекловатая, микрофельзитовая, гранофировая, микросферолитовая. Для фельзитовых порфиров характерно отсутствие выделений кварца; в фельзитах порфировых выделений вообще нет. Широко развиты туфы, туфобрекнии, туфолавы, агломератные лавы исключительно кислого состава.

В табл. 13 приводятся химические составы эффузивных пород Акташского комплекса. Рис. 31 дает возможность видеть, что химизм пород этого комплекса примерно соответствует типу Сан-Франциско, т. е. принципиально не отличается от наиболее распространенного типа андезитовых формаций и особенностью его является только количественное преобладание кислых эффузивов над основными и средними.

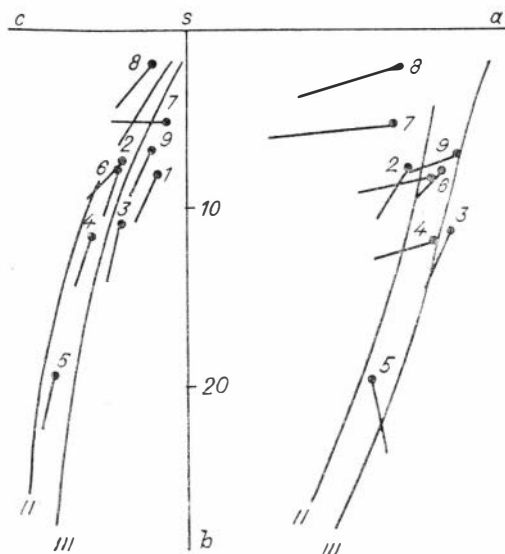


Рис. 31. Диаграмма химических составов эффузивных пород Акташского вулканогенного комплекса.

Суммарная мощность Акташского вулканогенного комплекса достигает 4000—5000 м, причем более 80 % комплекса составляют эффузивные и пирокластические породы.

Акташский вулканогенный комплекс прорван рядом крупных интрузивов, имеющих близкий с ним возраст и состав и выделяемых Н. П. Васильковским как Предшурабсайский интрузивный комплекс. Последний состоит из диорит-порфиров, сиенитов, сиенит-диоритов и монцонитов, кварцевых диоритов и гранодиоритов и главным образом гранитоидов кызылсайского и гранитов арашанского типов.

Кызылнуринская эффузивная свита [Васильковский, 1952] интересна тесной и ясной связью с интрузивными породами. Области ее развития сосредоточены около трех вулканических центров, отстоящих друг от друга примерно на 70 км. Породы, слагающие эту свиту, удивительно однообразны. Это — красные порфировые породы, содержащие в виде порфировых выделений в изобилии кварц, в меньшем количестве калиевый полевой шпат и очень редко кислый плагиоклаз. Основная масса стекловатая, часто флюидальная. Характерной особенностью пород является постоянное присутствие флюорита. Такие липаритовые порфиры иногда сопровождаются липаритовыми же туфами, пепловыми или грубообломочными, переходящими в агломератовые туфы, причем нормально осадочные породы в составе свиты отсутствуют. Общая мощность свиты местами достигает 800—1000 м.

Интрузивные аналоги излившихся липаритов кызылнуринской свиты также широко распространены. Иногда они образуют штоки и нейки или дайкообразные тела. Но наибольший интерес представляют обширные площади развития этих пород: Бабайтаудорская, Ангренская, Южнокарамазарская. В районе горы Бабайтаудор они образуют большое грибообразное тело площадью 165 км²; юго-восточная его часть обрывается крупным разломом, в связи с чем его первоначальные значительно большие размеры (рис. 32) не могут быть восстановлены.

В строении массива участвуют гранит-порфиры, в краевой зоне переходящие в липаритовые порфиры. Гранит-порфиры представляют собой красные, буро-серые, реже серые порфировые породы с тонкозернистой основной массой и порфировыми выделениями кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и биотита. Основная масса микрогранитовая, изредка микропегматитовая, или гранулитовая. Состоит она из кварца, пелитизированного калиевого полевого шпата и незначительно развитых кислого плагиоклаза и хлоритизированного биотита. Вокруг выделений кварца и калиевого полевого шпата обычно гранофировая оторочка. Липаритовые порфиры связаны постепенными переходами с гранит-порфирами. Они отличаются более плотной основной массой, обладающей фельзитовой структурой, а также отсутствием цветных минералов в составе порфировых выделений. Эти породы ничем не отличаются также и от эффузивных липаритовых порфиров кызылнуринской свиты.

Н. П. Васильковский [1952, с. 246] высказывает предположение, что эффузивные толщи кызылнуринской свиты являются производными вулканов центрального типа, извергавших в основном жидкие продукты. Их извержения имели спокойный характер, не сопровождались сколько-нибудь значительной взрывной деятельностью и, таким образом, не давали мощных скоплений пирокластического материала. Вулканическая деятельность вряд ли была длительной и охватывала лишь незначительную часть времени в верхах перми или в триасовом периоде. Одновременно с излияниями лав кызылнуринской свиты образовались и крупные гипабиссальные интрузии типа лакколитов, сложенные породами липа-

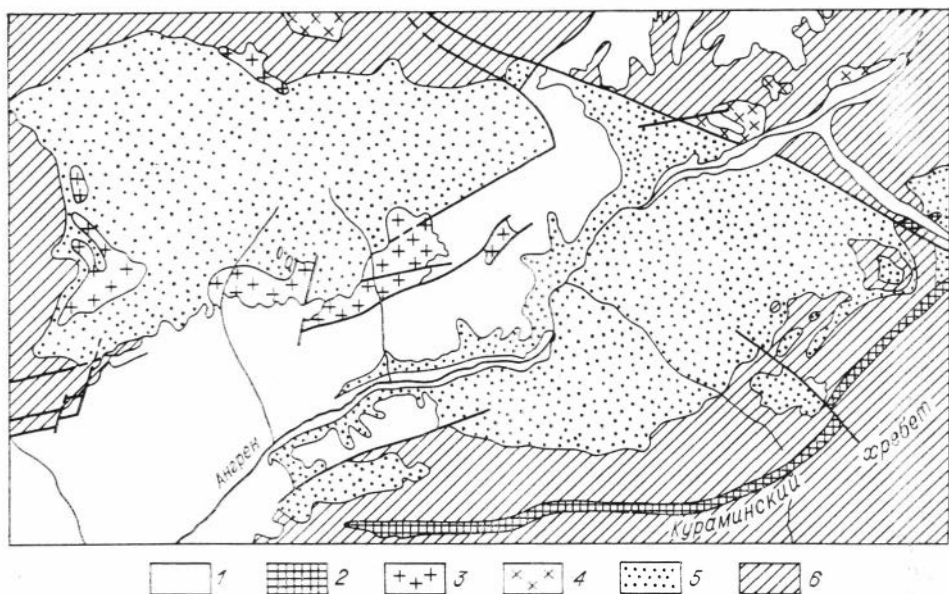


Рис. 32. Схема строения Бабайтаудорской интрузии диоритовых порфиров и гранит-порфиров [по Васильковскому, 1952].

1 — четвертичные, третичные и юрские отложения; 2 — гранит-порфиры; 3 — гранодиорит-порфиры; 4 — кварцевые сиенит-порфиры; 5 — кызылтауинские диоритовые порфиры и гранит-порфиры; 6 — докызылтауинские вулканогенные и интрузивные комплексы.

ритового состава и часто неотличимыми от эффузивных. Н. П. Васильковский считает кызылтауинский эффузивно-интрузивный комплекс продуктом замирающей вулканической деятельности, когда большие массы магмы не обладали достаточным запасом энергии и не могли пробить себе путь к дневной поверхности.

Девонская диоритовая формация Центрального Казахстана проявилась на фоне стабилизирующихся южнопалеозойских геосинклиналей, когда пликативная тектоника сменялась глыбовой и возникла возможность возникновения крупных разломов. Девонское время здесь ознаменовалось бурным проявлением преимущественно наземного вулканизма, причем в нижнем девоне изливались лавы главным образом основного и среднего состава — диабазовые, пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты. В конце нижнего и в среднем девоне происходили наземные излияния кислых лав, сопровождавшиеся выбросами пирокластического материала. Образовались альбитофиры, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры. С этим вулканизмом связывается образование большого количества месторождений типа вторичных кварцитов. В Бетпак-Дале в девоне основные эффузивы практически отсутствуют и нижняя часть разреза девона представлена вулканогенной толщей, имеющей преимущественно кислый состав. В ней преобладают кварцевые породы с характерной красной или фиолетовой окраской. Структуры их основной массы представлены фельзитовой, микропиклитовой, сферолитовой и аллотриоморфной разновидностями. В порфировых выделениях наблюдаются кварц, альбит, олигоклаз и калиевый полевой шпат. Кроме того, в составе толщи распространены фельзиты-порфиры, а также андезитовые порфириты, альбитофиры и кератофиры. Последние характеризуются наличием порфировых выделений альбита и калиевого полевого

шпата. Широко распространены кислого состава агломераты, туфы, туфолоавы.

Эта нижнесреднедевонская толща трансгрессивно перекрыта красноцветными отложениями верхнего девона — франский ярус [Александрова, Борсук, 1955].

ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-ЛИПАРИТОВОЙ ГРУППЫ ФОРМАЦИЙ

Рассмотренные выше примеры показывают, что распространение андезитовых, трахиандезитовых и липаритовых формаций очень неодинаково. Решительно преобладающим типом является андезитовая формация, характеризующаяся особенно широким развитием андезитобазальтов и пироксеновых андезитов. Именно эти породы количественно преобладают в группе базальт-андезит-липаритовых формаций, и это обстоятельство должно быть прежде всего принято во внимание при обсуждении происхождения данной группы. Роговообманковые и биотитовые андезиты, а также различные трахиандезиты пользуются в группе относительно небольшим распространением. Более широко развиты дациты и липариты. Типично почти постоянное присутствие базальтов, которые, хотя и в подчиненном количестве, но всегда есть в андезитовых и трахиандезитовых формациях. Иногда они ассоциируют даже с липаритами — некоторые вулканы центрального типа (Ньюберри в Каскадных горах) извергали поочередно то липаритовые, то базальтовые лавы.

Характерна связь данной группы формаций с достаточно определенными типами структур земной коры и этапами их развития. Базальт-андезит-липаритовая группа образуется, с одной стороны, в связи с геосинклинальным режимом, локализуясь в пределах зарождающихся интрагеоантклиналей, а также в структурах стадии замыкания геосинклинальной области (переходный режим), а с другой, в связи с собственно геантклинальным режимом, т. е. режимом преобладающих поднятий и дизъюнктивной тектоники достаточно консолидированных блоков земной коры. Образование магматических формаций с повышенной щелочностью всегда связано территориально с участками повышенной консолидации. Формации со значительной ролью кислых пород характерны для последних стадий жизни особенно долго существующих магматических очагов.

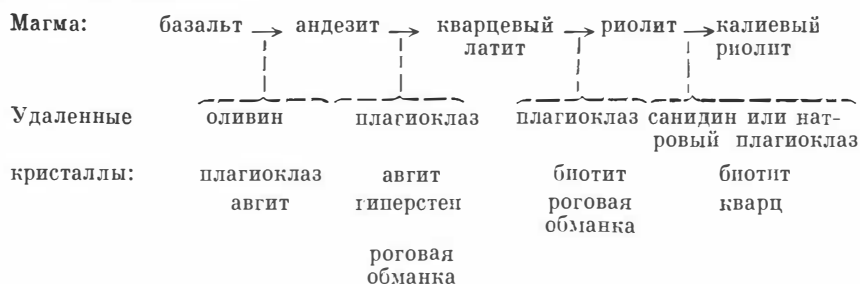
Наконец, весьма типична постоянная связь эффузивных формаций данной группы с субвулканическими интрузивами, особенно эффективно выступающая в липаритовых и трахиандезитовых формациях.

Весь изложенный выше материал позволяет высказать некоторые соображения и по поводу происхождения данной группы формаций.

Во-первых, несомненна связь андезитовых, трахиандезитовых и, вероятно, липаритовых формаций с базальтовой магмой. Об этом недвусмысленно говорит постоянное присутствие базальтовых пород почти во всех формациях данной группы. Но форма этой связи может быть различной и подлежит обсуждению.

1. Многие исследователи, и прежде всего Н. Боуэн [Bowen, 1928], полагают, что базальт-андезит-липаритовая серия является простым продуктом фракционирования (кристаллизационной дифференциации) базальтовой магмы. Однако, внимательное рассмотрение вопроса показывает, что такое объяснение появления достаточно разнообразных ассоциаций пород в базальт-андезит-липаритовой группе возможно в случае, если мы допустим наличие таких строго определенных и ограниченных

условий, которые нельзя реализовать в природной обстановке. Например, для образования за счет первичной базальтовой магмы серии пород вулканического района Сан-Хуан необходимо последовательное удаление из кристаллизующегося расплава серий минералов по следующей схеме [Turner, Verhoogen, 1951]:



2. Гипотеза смещения базальтовой и гранитовой магм, которую в свое время применял Ф. Д. Левинсон-Лессинг для объяснения происхождения андезитовых пород, также не может быть приемлемой, так как этой гипотезой трудно было бы объяснить ясно выраженное в составе группы преобладание пироксеновых андезитов и подчиненное значение базальтов и липаритов.

3. Гипотеза дифференциального плавления базальтового субстрата тоже неприменима, так как для ее реализации необходимы обратные в сравнении с наблюдаемыми и количественные отношения типов пород в группе и последовательность извержений. В результате дифференциального плавления твердого базальта первыми должны были бы образоваться наиболее кислые расплавы, близкие к кварц-полевошпатовой эвтектике.

4. Значительно более вероятна гипотеза глубинной ассимиляции базальтовой магмой кислых пород осадочно-метаморфической оболочки, сопровождающейся дифференциацией магмы в промежуточных очагах, в процессе ее поднятия в жерлах вулканов центрального типа и т. д. Судя по тому, что каждый новый цикл извержений в большинстве случаев начинается излиянием недифференцированной базальтовой магмы, следует допустить периодическое образование последней.

Интересные соображения о роли летучих компонентов в процессе образования андезитовой серии Каскадных гор приводит А. Уотерс. «Под Каскадными горами толентовая магма поднималась вдоль главной меридиональной структурной зоны, которая, вероятно, отделяет метаморфическое и плутоническое основание под Колумбийским плато от мощной, глубоко погруженной геосинклинали на западе, выполненной мезозойскими и эоценовыми аркозами, аргиллитами и зеленокаменными породами. Проникновение магмы в ослабленную в структурном отношении зону имело место в то время, когда происходило прогибание геосинклинали и образование тектогена. Вода, ионы кремния, щелочей, кальция и магния и другие легкоподвижные компоненты выжимались под действием давления и температуры из погружающихся на глубину отложений нижней части тектогена. Эти компоненты проникали в толентовую магму и смешивались в ней, в то время как она пробивала себе дорогу вверх. При добавлении небольших количеств этих флюидов толенты превращались вначале в богатые летучими соединениями гиперстеновые базальты. Затем, при еще большем обогащении флюидами, а также, возможно, при добавлении некоторого количества материалов, образовавшихся в ре-

зультате частичного расплавления глинистых (сланцевых) частей основания тектогена, толеиты были превращены в богатую водным паром высокоактивную, способную к взрывам гиперстенную андезитовую магму. Жидкие флюиды, принимавшие участие в этом процессе, вероятно, примешивались к магме в различных количествах; кроме того, они не могли быстро смешаться с ней и образовать гомогенный расплав. Это вызывало колебания в составе и температуре расплавов, вследствие чего могли возникать быстрые изменения условий равновесия, что, в свою очередь, приводило к образованию полевых шпатов со сложной обратной зональностью, столь типичных для орогенных андезитов.

Дополнительная ассимиляция более плавких частей граувакк и аргиллитов могла обусловить превращение некоторой части магмы в дациты. Подобный результат мог быть получен также и при кристаллизационной дифференциации во вскрытых в настоящее время эрозией очагах» [Уотерс, 1957, с. 741].

Специфическая приуроченность базальт-андезит-липаритовой группы формаций к более или менее консолидированным участкам геосинклинальной области с утолщенной осадочно-метаморфической корой и связь с геоантиклинальным режимом делают весьма вероятной изложенную выше гипотезу, во всяком случае применительно к андезитовым формациям, состоящим преимущественно из андезитобазальтов и пироксеновых андезитов и содержащим всегда в своем составе и телеитовые базальты.

5. Кроме того, при образовании этой группы формаций сами очаги магнеообразования могут перемещаться вверх и проникать не только в базальтовую оболочку, но и в корневые части складчатых структур. Во всяком случае, липаритовые формации, часто совершенно не содержащие андезитов и базальтов при очень больших объемах кислого эффузивного материала, но почти всегда ассоциирующие с субвулканическими гранитными интрузиями, видимо, не могут быть непосредственно связаны генетически с базальтовой магмой. Вероятнее всего, появление на заключительных этапах вулканизма орогенной стадии развития подвижных зон именно липаритовых эффузивных формаций связано с проникновением магматических очагов в осадочно-метаморфическую оболочку и с вовлечением вещества последней в процесс магнеообразования. В связи с этим весьма заманчиво высказываемое некоторыми геофизиками предположение о существовании в пределах материковых глыб промежуточного, между гранитным и базальтовым, диоритового слоя. Если бы удалось доказать наличие этого слоя, можно было бы объяснить очень просто, например, удивительное постоянство состава четвертичных лав в пределах всего Тихоокеанского вулканического кольца.

Таким образом, для объяснения происхождения серий базальт — андезит — липарит в качестве наиболее вероятной и обоснованной следует принять гипотезу глубинной ассимиляции периодически зарождающейся базальтовой магмой кислого материала корней складчатых структур в сочетании с гипотезой вертикальной миграции магматических очагов.

Но некоторые наблюдения над извержениями вулканов центрального типа и особенно то обстоятельство, что пемзы и туфы, выбрасываемые из жерла вулкана, всегда имеют более кислый состав, чем вытекающие затем лавы, доказывают, что в жерлах, а вероятно и во всяких вертикальных магматических каналах, весьма быстро осуществляется дифференциация, приводящая к накоплению в верхней части магматического столба относительно кислого и легкого материала. Такие процессы, конечно, усложняют общую картину состава конкретных магматических

формаций, обусловленную явлениями магмообразования и глубинной ассимиляцией.

Не совсем ясны причины появления в некоторых случаях не наиболее обычных и распространенных андезитовых формаций, а формаций субщелочных (трахиандезитовых). Закономерная связь формаций, отличающихся повышенной щелочностью (при обычно повышенном содержании калия), с более жесткими структурами может объясняться двояко: во-первых, большой ролью процессов кристаллизационной дифференциации, осуществляющихся в более спокойной тектонической обстановке, и, во-вторых, ассимиляцией пород, богатых щелочами, особенно калием, главным образом гранитов. Можно думать, наконец, что состав возникающих в той или иной обстановке магм определяется в значительной мере также и составом «сквозьмагматических растворов» глубинного происхождения.

Б. РЯД ВУЛКАНОГЕННЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ. ГАББРО-ДИОРИТ-ГРАНИТОВАЯ ГРУППА

Эффузивные формации, объединенные в базальт-андезит-липаритовую группу, очень часто и, пожалуй, даже в большинстве случаев сопровождаются интрузивными комплексами, близкими по возрасту и обнаруживающими более или менее ясные признаки генетической связи с эффузивами. Такие интрузивные комплексы, по составу соответствующие эффузивным формациям базальт-андезит-липаритовой группы и генетически связанные с ними, могут быть объединены в особую габбро-диорит-гранитовую группу интрузивных формаций, которая очень широко распространена и очень интересна практически, ибо именно с ней генетически связывается громадное большинство скарновых и гидротермальных месторождений черных, цветных и редких металлов.

Таким образом, самой характерной особенностью данной группы является тесная связь интрузивных образований с эффузивами. Эта связь может проявляться и выражаться различно:

1) в пространственной приуроченности интрузивов к областям развития эффузивных толщ и в связи тех и других с одними и теми же структурами;

2) в одном и том же или близком возрасте, иногда даже при неоднократном чередовании проявлений наземного вулканизма с интрузиями; последние иногда вполне синхронны с эффузивами, будучи только особой фацией последних: чаще же интрузии, особенно крупные, немного моложе в сравнении с эффузивами;

3) в близости состава интрузивов и эффузивов; она проявляется иногда в повторении в интрузивных комплексах примерно тех же серий петрохимических типов пород, которые типичны для предшествующих эффузивных толщ; в других же случаях близость состава тех и других выражается в том, что в интрузивных комплексах обнаруживается продолжение той же линии развития, которая наметилась еще при образовании эффузивов.

В некоторых случаях такая связь эффузивных и интрузивных образований представляется настолько очевидной, что даже не обсуждается, иногда же она доказывается с трудом и для ее обнаружения необходимо выполнить ряд тщательных петрологических исследований.

В случае только частичного размыва эффузивных толщ внутри них нередко обнаруживаются многочисленные синхронные им интрузивы,

залегающие в виде силлов, лакколитов, куполов, центральных интрузий различного типа, даек и т. д. Такие интрузивы очень часто бывают сложены породами эффузивного облика, и главная трудность заключается не в доказательстве наличия генетической связи интрузивных и эффузивных образований, а в установлении условий их залегания и, следовательно, их интрузивной природы. При размещении интрузивов под прочной покрывкой эффузивов образуются межформационные лакколиты и другие похожей формы тела. В этом случае генетическая связь их с эффузивами не так очевидна, но всегда может быть доказана. Следует иметь в виду, что базальт-андезит-липаритовая группа формаций специфична для областей преимущественных поднятий и, следовательно, подвержена энергичному размыву, начинающемуся уже во время их образования. В результате размыва эффузивные толщи могут быть полностью уничтожены на большей части их прежнего распространения, в то время как образованные на больших глубинах синхронные им интрузивы только начинают вскрываться денудацией. При таких условиях бывает особенно трудно доказать принадлежность конкретного интрузивного комплекса именно к описываемой здесь группе формаций. Помочь делу здесь может сравнительное исследование особенностей состава интрузивного комплекса и сохранившейся в соседнем районе эффузивной толщи, а также определения их возраста и тектонической позиции.

При этом нас не должно смущать то обстоятельство, что интрузивы часто и даже в большинстве случаев являются несколько более кислыми или более щелочными по сравнению с генетически связанными с ними эффузивами. Все это вполне естественно, так как во всяких эффузивно-интрузивных комплексах интрузивные тела образуются на поздних стадиях развития последних, когда прочная покрывка из эффузивов становится достаточно мощной и непроницаемой для последних порций магмы. К этому времени магма изменяет свой состав практически всегда в сторону повышения содержания кремнезема и щелочей в результате продолжающихся процессов ассимиляции и дифференциации в глубинном магматическом очаге или вследствие перемещения самого очага магмообразования вверх и внутрь осадочно-метаморфической оболочки.

Другой характерной особенностью габбро-диорит-гранитовой группы формаций является большая пестрота ее состава, в частности и пестрота состава конкретных магматических комплексов, в которых нередко тесно ассоциируют основные, средние, кислые и щелочные породы. В данной группе эта пестрота петрографического состава обусловлена прежде всего многофазностью громадного большинства интрузий, даже имеющих существенно гранитовый состав. Очень характерно наличие основных (в отдельных случаях даже ультраосновных) и средних пород в составе ранних фаз внедрения, причем эти основные и средние породы имеют чисто магматическое происхождение. Надо сказать, что для рассматриваемой группы формаций процессы ассимиляции на месте образования интрузивов и, соответственно, гибридные и контаминированные породы в их составе вообще не характерны, хотя многие интрузивы иногда и оказываются переполненными остроугольными ксенолитами вмещающих пород и пород ранних фаз внедрения. Интрузивные тела являются в большинстве случаев продуктами в н е д р е н и я магмы, а не магматического замещения под действием сквозьмагматических растворов. Тем более, не свойственны данной группе формаций процессы метасоматической гранитизации и аналогичные процессы, которые в другой обстановке приводят к образованию метасоматических пород интрузивного облика. Таким образом, пестрота петрографического состава в данной группе

формаций в основном обусловлена последовательными инъекциями порций магмы различного состава, поступавших из глубинного магматического очага; медленная и длительная эволюция последнего, конечно же, сопровождалась не только его разрастанием и угасанием, но и явлениями магматического замещения, глубинной ассимиляцией и дифференциацией. Необходимо подчеркнуть еще раз, что процессы магматического замещения и ассимиляции, являясь обычными и даже неизбежными для глубинного магматического очага, в то же самое время (как это показывает опыт изучения конкретных магматических комплексов описываемого формационного типа) совершенно не свойственны уровням образования собственно интрузивных тел.

Не менее характерно для описываемой группы формаций практически полное отсутствие или очень слабое развитие жильных аплитов и пегматитов и, наоборот, очень широкое распространение свиты дайковых пород кислого, среднего и основного состава, которые известны под названием «диасхистовых» жильных пород, «даек второго этапа» [Полквой, 1950], «малых интрузий». В состав этой свиты, завершающей магматический процесс, обычно входят различные гранит-порфиры, сиенит-порфиры, монзонит-порфиры, диорит-порфириты, габбро-порфириты, диабазы, а также различные лампрофиры, причем наличие основных и средних пород базальтоидного происхождения в составе «даек второго этапа» несомненно.

Описанные особенности габбро-диорит-гранитовой группы магматических формаций, в частности их многофазность и пестрота петрографического состава и особенно проявление основных и средних пород чисто магматического происхождения в начале и конце формирования конкретных магматических комплексов, вероятно, обусловлены особым положением глубинного магматического очага где-то на границе осадочно-метаморфической и базальтовой оболочки. Во время первых и последних фаз магматической деятельности очага магнообразования находились в базальтовом поясе; главные же фазы интрузивной деятельности, отвечающие образованию крупных масс гранодиоритов, гранитов и т. д., соответствуют максимальному разрастанию магматического очага и перемещению его вверх в тело осадочно-метаморфической оболочки.

Наконец, достаточно характерна для данной группы формаций их тектоническая позиция, а также некоторые фацальные особенности, отражающие специфические условия образования интрузивов, принадлежащих к этой группе формаций. Характерна пространственная приуроченность описываемых интрузивных формаций к геосинклинальным структурам, к области поднятий вообще и, следовательно, к достаточно консолидированным участкам литосферы. Обычным является цепочечное или поясовое расположение интрузивов, определяющее непосредственную связь их с разломами глубинного заложения. Пояса интрузивов не только могут быть вытянуты вдоль преобладающих структур, но очень часто образуют поперечные пояса, ярким примером чего могут служить пояс Боулдер — Сан-Хуан в Колорадо (рис. 33) или поперечные пояса интрузивов на западной окраине Колымского массива. Совершенно очевидно в этих случаях связь эффузивно-интрузивных комплексов с крупными разломами фундамента, может быть и не проникающими в полого залегающий верхний структурный пояс.

Широко распространены в данной группе формаций центральные интрузии различного типа (кольцевые интрузии, центральные штоки, радиальные дайки), связанные с развитием структур типа кальдер, а также пластовые интрузии и лакколиты, свиты даек и т. д. В зависимости

Рис. 33. Пояс третичных порфировых интрузий плато Колорадо [Buddington, 1959].

1 — третичные интрузивы; 2 — поля третичных эффузивов; 3 — докембрийские изверженные и метаморфические породы.

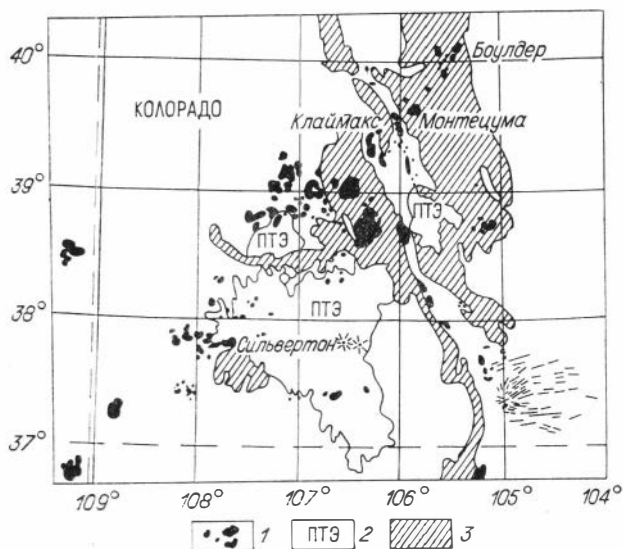
от размеров магматического тела и свойств магмы, от глубины формирования интрузивные породы могут обладать различными структурами. Иногда они целиком сложены породами эффузивного облика. В других случаях в них ясно выделяются закаленные краевые фации. Но в

случае образования их в условиях несколько больших глубин даже краевые зоны оказываются сложными средне- и крупнозернистыми породами. Обыкновенными и обильными являются ксенолиты и интрузивные брекчии. Типичны также чисто интрузивные взаимоотношения между продуктами последовательных фаз внедрения. Явления ассимиляции (даже родственной) отсутствуют или во всяком случае не характерны. В габбро, диоритах, сениитах и других существенно полевошпатовых породах часто развиты директивные текстуры, указывающие на движение частично раскристаллизованной магмы. Аплиты и пегматиты обычно отсутствуют или развиты очень незначительно. Дайковые породы асхистового типа (дайки второго этапа) часто обильны и разнообразны по составу.

Контактовый метаморфизм, связанный с интрузиями данной группы, проявляется разнообразно, и, в частности, интенсивность его сильно меняется главным образом в зависимости от размеров интрузивного тела. В типичном случае он выражается в образовании контактовых роговиков и узловатых сланцев, в которых констатируется метасоматическая природа биотита, турмалина и не обнаруживаются признаки метасоматической микроклинизации и тем более гранитизации и образования контактовых инъекционных гнейсов. Более характерными являются процессы постмагматического локального авто- и аллометасоматоза, в частности альбитизация, скаполитизация, пренитизация, грейзенизация, серицитизация, скарнирование и другие процессы, сопровождающие рудообразование.

Итак, интрузивные формации, рассматриваемые в этом разделе, относятся во многих случаях к простым эквивалентам только что рассмотренных эффузивных формаций. Поэтому естественно желание выделить в интрузивной группе прежде всего такие формационные типы, которые более или менее соответствуют описанным выше типам эффузивных формаций. По преобладающим в них породам могут быть выделены следующие типы интрузивных формаций; 1) габбро-диорит-гранодиоритовый, 2) габбро-монцит-сениитовый. 3) субвулканический гранитовый.

Первый из них по объему и составу слагающих пород соответствует андезитовой эффузивной формации, но с тем отличием, что если в составе последней преобладают андезиты и андезито-базальты, то в составе габ-



бро-диорит-гранодиоритовой формации — гранодиориты и граниты, распространённые, пожалуй, шире, чем габбро, диориты и кварцевые диориты. Габбро-диорит-гранодиоритовый формационный тип наиболее распространён в данной группе, подобно андезитовому формационному типу, наиболее распространённому в эффузивной базальт-андезит-липаритовой группе формаций.

Габбро-монцит-сиенитовая формация примерно соответствует по своему содержанию трахиандезитовой формации и также встречается не часто. Она очень близка габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Её отличие от последней состоит в несколько повышенной щелочности, что находит выражение в появлении таких типов пород, как биотитовые и ортоклазовые габбро, монцитит, сиенит, щелочной сиенит, щелочной гранит. В некоторых случаях в составе таких магматических комплексов появляются и нефелиновые породы. Петрографический состав данного формационного типа весьма неустойчив, что определяет наличие переходов к другим формационным типам, а с другой стороны, даёт возможность выделить внутри него ряд субформаций.

Субвулканическая гранитовая формация представляется ясно выраженным интрузивным эквивалентом липаритовой формации и имеет существенно гранитовый состав. Распространён этот формационный тип достаточно широко; он, по-видимому, даже более обычен, чем липаритовая формация. Это является естественным для продуктов почти эвтектической кислой магмы, вязкость которой определяется растворёнными в ней летучими.

Перечисленные формационные типы отличаются друг от друга достаточно уверенно по характерным наборам и преобладающим типам горных пород. Поэтому типизация конкретных магматических комплексов в большинстве случаев не представляет особенно трудной задачи, хотя в природе и встречаются комплексы с промежуточными смешанными признаками.

Месторождения полезных ископаемых, генетически связанные с описываемой в этой главе группой формаций, исключительно разнообразны. Они охватывают, по существу, почти весь диапазон генетических типов эндогенных месторождений, исключая разве только пегматитовые. В самом деле, мы встречаемся здесь с контактовыми, штокверковыми, жильными и метасоматическими месторождениями олова и вольфрама, золота, железа, кобальта, меди, свинца, цинка, серебра и даже ртути, причем часто месторождения эти очень богаты по своим запасам и содержаниям. Высокая продуктивность магматических комплексов, конечно, должна быть связана с условиями образования последних и, вероятнее всего, определяется в первую очередь тремя факторами: 1) положением питающих магматических очагов на границе базальтовой и осадочно-метаморфической оболочек, вследствие чего вещество обеих входит в состав генерирующей здесь магмы; 2) значительную роль в интрузивном и рудном процессе глубоких разломов, возможно проникающих в мантию и облегчающих миграцию вещества из последней в верхние слои литосферы; 3) гипабиссальной или приповерхностной обстановкой формирования большинства интрузивных комплексов, благоприятствующей возникновению концентрированных и телескопированных месторождений.

В заключение следует отметить, что некоторые представители габбро-диорит-гранитовой группы формаций, в частности интрузивные комплексы существенно гранодиоритового и гранитового состава, особенно в том случае, если в их составе принимают участие крупные батолитоподобные интрузивы, оказываются очень близкими по своей характеристике

Сопоставление характерных особенностей габбро-диорит-гранодиоритовой группы (I) и батолитовых гранитоидных (II) формаций

Признак	I	II
1	2	3
Отношение к тектонике	Интрузивы обычно послескладчатые, ясно связанные с разломами, дискордантные, часто вытянутые поперек простирания складчатых структур, образовавшиеся путем внедрения магмы	Интрузивы обычно послескладчатые, конкордантные или дискордантные, вытянутые вдоль осей антиклинальных структур, поглотившие значительные объемы складчатых толщ
Сонахождение с другими геологическими формациями	Обычно в районах распространения разновозрастных вулканических толщ	Одновозрастных эффузивных толщ нет. Специфична прпуроченность большинства гранитовых и гранодиоритовых батолитов к складчатым структурам, сложенным мощными песчано-сланцевыми толщами, хотя исключения и многочисленны
Размеры и формы залегания	Интрузивы малых и средних размеров (до сотен квадратных километров), дайкообразные, трещинные, центральные интрузии разного типа (диаброовые и кальдерные), пластовые, в частности, межформационные тела	Преимущественно тела крупных и громадных размеров (тысячи и десятки тысяч квадратных километров) батолитового типа
Способ образования интрузивных тел	В основном механический процесс, инъекции под давлением по трещинам, поверхностям отслаивания, при образовании ядер протыкания; пассивное заполнение пространства при образовании кальдерных и рифтовых проседаний. Состав интрузивных тел и комплексов не зависит от состава вмещающих пород	В основном процессы магматического замещения, т. е. химические и физико-химические. В большинстве случаев состав интрузивных тел находится в прямой зависимости от состава замещенных пород
Состав главных интрузивных фаз	Очень разнообразен, хотя количественно преобладают гранодиориты, граноспелиты и граниты. Типично присутствие основных и средних пород ранних фаз внедрения, образующих чаще самостоятельные интрузивные тела чисто магматического происхождения	В типичном случае очень однороден — граниты или гранодиориты. Диоритовые и спелитовые типы сосредоточены в эндоконтакта и имеют гибридный характер
Текстуры	Типичны микролитовые текстуры, нередко планпараллельные текстуры течения. Обычны ксенолиты метаморфизованные, но не ассимилированные, с резкими границами и остроугольные	Характерно плотное сложение, местами, особенно в эндоконтактах, гнейсовые и полосчатые текстуры просвечивания (унаследованные при замещении), развиты такситовые, в частности шпировые текстуры. Ксенолиты не характерны.
Дайковая свита	Аплиты и пегматиты отсутствуют или слабо развиты. Очень обильны дайки второго этапа, особенно диоритового, диабазового и лампрофирового состава	Аплиты и пегматиты обильны. Дайки второго этапа отсутствуют или слабо развиты

1	2	3
Контактный метаморфизм	Нормальные контактовые роговики со слабо развитыми метасоматическими породами; контактовый ореол обычно неширокий	Контактные роговики, а также фельдшпатизированные породы, иногда контактовые гнейсы и мигматиты
Полезные ископаемые	Исключительное разнообразие генетических типов, многочисленные богатые и крупные месторождения	Преимущественно пегматитовые, жильные и штокверковые месторождения олова, вольфрама, бериллия, лития, молибдена и редких рассеянных элементов

к батолитовым гранитовым и гранодиоритовым формациям. Действительно, граница между теми и другими условна. В природе существуют многочисленные примеры переходных типов, и это вполне естественно, так как вся обстановка магмообразования и формирования интрузивных тел оказывается в обоих случаях близкой. По-видимому, нет никакого скачка в самом магматическом процессе ни в случае образования существенно гранодиоритовых и гранитовых «субвулканических», ни в случае «батолитовых» интрузий. При этом термины эти применяются в значительной мере условно не столько для того, чтобы оттенить ими способ образования и условия залегания магматических тел, сколько за неимением лучшего и для того, чтобы подчеркнуть наличие хотя и близких, но все же заметно отличающихся друг от друга формационных типов. Поэтому уместным кажется провести сопоставление тех особенностей габбро-диорит-гранитовой группы и батолитовых гранитоидных формаций, которые могли бы служить критериями для определения формационного типа. Такое сопоставление проведено в табл. 14. В результате можно убедиться, что формационные типы по совокупности признаков отличаются друг от друга достаточно уверенно.

ГАББРО-ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

К типу габбро-диорит-гранодиоритовых формаций следует относить такие многофазные интрузивные комплексы, в которых в качестве ранних фаз внедрения устанавливаются габброидные и диоритовые типы пород магматического происхождения, а главная интрузивная фаза представлена преобладающими гранодиоритами, хотя породы гранитового состава также могут принимать участие в их сложении. Этот формационный тип является очень обыкновенным и встречается чаще других типов, объединенных в группу габбро-диорит-гранитовых формаций. Благодаря этому обстоятельству приведенная выше общая характеристика группы полностью приложима прежде всего к данному формационному типу. Это позволяет сократить до минимума общую его характеристику, отметив в ней только некоторые наиболее важные его индивидуальные особенности.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что габбро-диорит-гранодиоритовая формация в некоторых случаях оказывается прямым интрузивным эквивалентом эффузивной андезитовой формации и образуется одновременно с последней за счет тех же магматических масс, но в несколько иной геологической обстановке. Чаще же связь между андезитовым эффузивным и габбро-диорит-гранодиоритовым интрузивным магматизмом

оказывается иной и несколько более сложной. Именно интрузивный магматизм обычно проявляется не одновременно с эффузивным, а вслед за последним, причем в нем обнаруживаются примерно те же петрохимические особенности и та же линия развития, которые выявляются в предшествующем эффузивном комплексе, так что не возникает сомнений в общности для того и другого магматического очага. Вместе с тем естественно, что этот магматический очаг ко времени проявления интрузивного магматизма как-то успевает эволюционировать. Поэтому петрографический состав интрузивных комплексов не является копией состава эффузивных комплексов, а почти всегда отличается от последних относительно большей ролью кислых пород. И действительно, если в андезитовых преобладают именно андезиты и андезито-базальты, то связанные с ними интрузивные комплексы имеют главным образом гранодиоритовый состав.

В общем же габбро-диорит-гранодиоритовый тип магматических формаций достаточно ярко выражен и легко устанавливается в большинстве случаев. Интрузивные комплексы, принадлежащие к этому типу, обычно бывают многофазными. Характерно наличие пород типа габбро, авгитового диорита, иногда монцонита в составе ранних интрузивных фаз. Главная интрузивная фаза обычно дает гранодиориты. В некоторых случаях вслед за гранодиоритами появляются граниты, причем иногда в значительных количествах. Аплиты и пегматиты обычно отсутствуют. Дайки «второго этапа», представленные габбро и диорит-порфирами, гранодиорит-порфирами, спессартитами и т. д., иногда широко развиты, хотя и они часто также отсутствуют, особенно в случае интрузивных комплексов, синхронных эффузивам. В некоторых магматических комплексах, характеризующихся габбро-диорит-гранодиоритовым составом, иногда проявляются монцониты и сиениты в виде самостоятельных интрузивов или в составе первых фаз в многофазных интрузиях. В других случаях оказываются очень обильными граниты последних фаз внедрения. Иначе говоря, встречаются интрузивные комплексы с составом, промежуточным между габбро-диорит-гранодиоритовым типом, с одной стороны, и габбро-монцонит-сиенитовым или субвулканическим гранитовым — с другой, что лишний раз подчеркивает условность границ между выделяемыми в этой работе формационными типами.

По петрохимическим особенностям интрузивные комплексы, принадлежащие к габбро-диорит-гранодиоритовому типу, сходны с андезитовыми комплексами. Они представляют собой ряды пород, близкие к типу Лассен-Пик, но полного тождества нет и отклонения велики. В интрузивных комплексах, например, по сравнению с андезитовыми сериями всегда обнаруживается значительно больший разброс точек на диаграммах, построенных по методу А. Н. Заварицкого. Это объясняется, вероятно, именно интрузивной обстановкой и скорее всего ассимиляцией некоторого количества материала вмещающих пород, хотя прямой зависимости состава интрузий от состава вмещающих пород в данном формационном типе не обнаруживается. Этим же объясняется, вероятно, и отсутствие интрузивных комплексов, пересыщенных кальцием, т. е. принадлежащих к петрохимическому типу Пеле, в то время как уклонения к типу Сан-Франциско являются обыкновенными.

Таким образом, петрографический состав конкретных формаций габбро-диорит-гранодиоритового типа может меняться. Но эти колебания состава скорее количественные, чем качественные, набор же пород в каждом случае более или менее постоянный. При этом количественные отношения между главными типами пород, по-видимому, в значительной

мере зависят от глубины эрозионного среза — глубоко размытые крупные интрузивы обычно имеют существенно гранодиоритовый и гранитовый состав.

Как эффузивные андезитовые формации, так и интрузивные формации габбро-диорит-гранодиоритового типа в своем появлении всегда связаны с консолидацией складчатой области (целиком или некоторых ее частей) и с наступлением режима преимущественных поднятий. Поэтому естественна и явная связь интрузивных комплексов данного типа с трещинной тектоникой. В ряду других магматических формаций складчатых областей габбро-диорит-гранодиоритовые формации всегда являются более поздними по сравнению со спилит-кератофировыми и габбро-плагиогранитовыми, одновременными и немного более поздними относительно андезитовых формаций и всегда более ранними по сравнению с липаритовыми формациями и формацией субвулканических гранитов. Габбро-диорит-гранодиоритовый тип формаций обычно не встречается совместно с габбро-монцонит-сиенитовым, хотя оба эти типа могут быть одновременными. Для образования трахиандезитовых и габбро-монцонит-сиенитовых формаций требуется иная, еще более приближающаяся к платформенной, тектоническая обстановка. Поэтому габбро-сиенитовые формации оказываются или много более поздними по сравнению с габбро-диорит-гранодиоритовыми, или же пространственно приуроченными к участкам складчатой области, испытавшим раннюю и полную консолидацию, или к срединным массивам и т. д. Что касается возрастных соотношений с батолитовыми гранитоидными формациями, то они, как и для всего описанного здесь ряда эффузивных и интрузивных формаций, могут быть разными, т. е. эти формации могут быть и добатолитовыми, и послебатолитовыми (в последнем случае в более типичном проявлении).

С габбро-диорит-гранодиоритовым типом формаций генетически связан весьма разнообразный комплекс типов месторождений полезных ископаемых, иногда концентрированных и богатых. Наиболее характерны кварцево-касситеритовые и сульфидно-касситеритовые оловянные месторождения, полиметаллические, медные вкрапленные и золоторудные, менее характерны контактовые магнетитовые и медно-молибденовые месторождения.

При описании андезитовой формации были приведены многочисленные случаи тесной ассоциации эффузивных и интрузивных комплексов, при близком составе, возрасте и пространственном распространении тех и других. Особенно яркие примеры таких сложных эффузивно-интрузивных комплексов дают Каскадные горы, Курильская дуга и Карпаты.

Каскадные горы сложены в основном мощной эффузивной толщей, состоящей из туфов и лав преимущественно андезитового и базальтового состава. Преобладают пироксеновые андезиты и андезито-базальты (75 % всех пород). Менее распространены толеитовые базальты, гиперстенные базальты и дацитовые пемзы. Этот эффузивный комплекс, принадлежащий к типу андезитовых формаций, залегает на размытой поверхности более древних эффузивно-осадочных толщ, испытавших напряженную складчатость и пронизанных гранитоидными батолитами в верхнеюрское время. Формировался он длительное время — от раннего эоцена до плиоцена. Вулканическая деятельность продолжалась и в четвертичное время, когда были образованы многочисленные вулканические конусы, образующие вершины горной цепи Высоких Каскадов.

Третичные интрузивы, предположительно миоценового возраста, образуют пояс около 200 миль длиной, вытянутой согласно с общей струк-

Рис. 34. Пояс третичных интрузивов Каскадных гор [Buddington, 1959].

1 — позднетретичные и четвертичные вулканы; 2 — позднемiocеновые интрузивы; 3 — мезозойские интрузивы; 4 — палеозойские и мезозойские метаморфические породы.

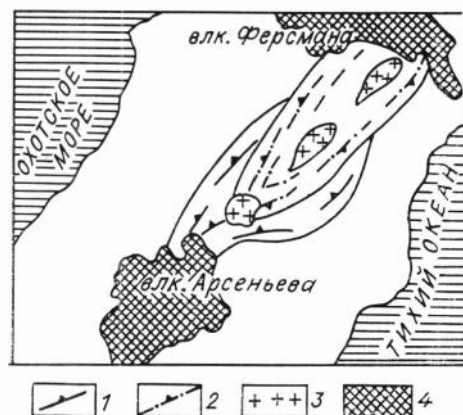
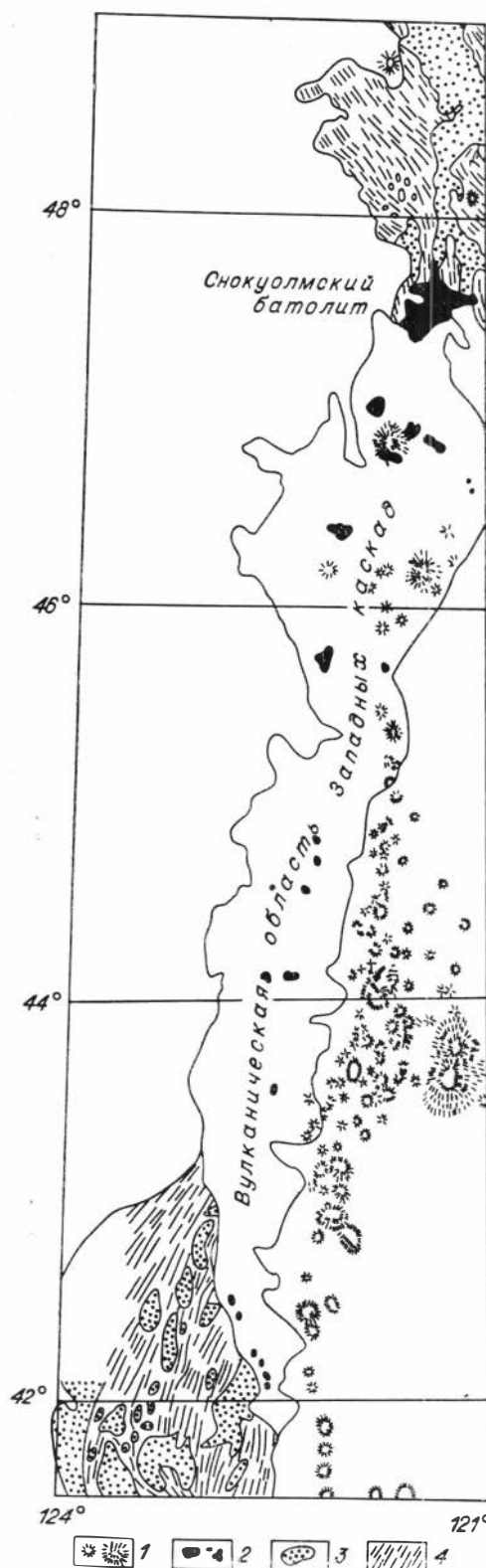


Рис. 35. Схема строения интрузивного массива на о. Парамушир [по Сергееву, 1964].

1—3 — породы первой, второй и третьей фазы, 4 — четвертичные эффузивы.

турой района и располагающийся целиком в пределах области развития третичных эффузивов. Этот меридиональный пояс осложнен поперечными поясами второго порядка (рис. 34). Отдельные интрузивы имеют различные размеры — от небольших куполов (plugs) до штоков 2,5—4,0 км в диаметре. Самый крупный интрузив, так называемый Снокуолмский «батолит», достигает 15 км в диаметре. Породы, слагающие тела малых размеров, обыкновенно обладают порфировой структурой с афанитовой основной массой, в то время как более крупные характеризуются равнозернистой структурой. Состав пород меняется от авгитового диорита через авгитовый гранодиорит до гранита; более крупные интрузивы имеют в общем более кислый состав. Например, Снокуолмский интрузив сложен в основном гранодиоритом и гранитом, обладающими микрولитовой текстурой. В краевых



зонах и в дайках широко развиты порфировые породы того же состава [Buddington, 1959].

По-видимому, к этому же формационному типу относятся и **третичные интрузивы Курильских островов** (Шикотан, Кунашир, Уруп, Парамушир).

В тесной связи с кайнозойским наземным вулканизмом здесь находятся довольно крупные интрузии, среди которых Г. П. Вергунов [1961] выделяет раинтретичные габброиды, а также средне- и поздне-третичные гранитоиды. К. Ф. Сергеевым [1964] хорошо описан сложно построенный интрузивный массив хребта Вернадского на о. Парамушир (рис. 35), который сейчас обнажен на площади 100—110 км². Время формирования интрузива определяется точно, так как он метаморфизует эффузивно-осадочную толщу нижнего миоцена, в то время как в конгломератах и вулканических брекчиях среднего и верхнего миоцена имеется галька и обломки интрузивных пород, весьма сходных с теми, которые слагают описываемый массив.

Парамуширский интрузив многофазный. Установлен следующий порядок внедрения:

I фаза 1) субфаза — оливиновые габбро, габбро, нориты, габбро-нориты, габбро-диабазы;

2) субфаза — габбро-диориты;

II фаза 3) субфаза — мангериты и кварцевые мангерит-порфиры;

4) субфаза — диориты и кварцевые диориты, диорит-порфиры;

III фаза 5) субфаза — гранодиориты и трондьемиты;

6) субфаза — гранодиориты, граниты и гранит-порфиры;

7) субфаза — аплиты и аплитовые граниты.

В габброидных породах первой субфазы хорошо проявлена полосчатость, параллельная контактам. Габбро-диориты второй субфазы образуют дайкоподобные тела, секущие породы первой фазы. Мангериты и кварцевые мангериты третьей субфазы распространены ограниченно, слагая «останцы» в поле развития крупнозернистых диоритов и кварцевых диоритов четвертой субфазы. Последние также обладают четко проявленной полосчатостью и в контакте дают хорошо выраженную зону закалки. Диориты содержат немного калиевого полевого шпата; темноцветные минералы в них представлены моноклинным и ромбическим пироксеном. Гранитоидные породы пятой и шестой субфаз слагают небольшие штоки и дайкоподобные тела. В виде цепочки северо-восточного простирания они локализируются среди пород ранних внедрений, будучи пространственно приуроченными к средней части интрузивного массива. Плагноклаз в этих породах всегда количественно преобладает над калиевым полевым шпатом. Темноцветные компоненты — моноклинный и ромбический пироксены и только в единичных случаях роговая обманка. Аплиты и аплитовидные граниты седьмой субфазы образуют дайки.

Наблюдения над контактами показывают, что породы каждой последующей субфазы внедрения имеют четкие интрузивные контакты с породами предыдущих субфаз, что подчеркивается зоной закалки шириной 2—4 см. В пределах этой зоны интрузивные породы приобретают порфировую структуру и флюидальную текстуру, а вмещающие породы подвергаются метаморфизму с новообразованием биотита, роговой обманки и силлиманита.

Химические особенности пород интрузива иллюстрируются табл. 15.

Очень тесная связь между эффузивными и интрузивными формациями обнаруживается при анализе мелового магматизма Охотского тектономагматического пояса. По Е. К. Устиеву [1959], нижнемеловой этап

Средний химический состав горных пород отдельных фаз (I—III) формирования Парамуширского интрузивного массива [по Сергееву, 1964]

Компонент	I		II		III		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,10	54,93	57,90	57,66	67,76	67,99	71,85
TiO ₂	0,74	0,64	0,51	0,66	0,45	0,58	0,42
Al ₂ O ₃	17,45	16,98	17,90	17,28	15,36	14,43	13,73
Fe ₂ O ₃	3,71	4,89	3,65	4,10	1,73	2,67	2,16
FeO	7,90	5,87	4,73	4,32	3,06	2,66	1,17
MnO	0,13	0,06	0,13	0,07	0,03	0,05	0,16
MgO	5,96	4,02	3,25	3,27	1,19	1,55	0,96
CaO	11,12	8,40	7,40	7,45	2,76	3,96	2,39
Na ₂ O	1,97	2,41	2,53	2,62	5,07	2,60	2,42
K ₂ O	0,32	0,86	0,39	1,13	0,64	2,83	3,77
H ₂ O	0,74	0,38	1,01	0,56	0,32	0,34	0,69
P ₂ O ₅	0,22	0,22	0,22	0,21	0,12	0,13	0,12
S	0,42	0,07	0,34	0,22	0,24	0,18	0,59
П. п. п.	1,77	1,22	0,46	0,56	0,90	0,41	0,27
С у м м а . . .	100,55	100,95	100,42	100,11	99,63	100,38	100,70

П р и м е ч а н и е. 1—7 — субфазы.

магматизма характеризуется здесь накоплением мощной (2—3 км) эффузивно-осадочной толщи, залегающей полого на размытой поверхности складчатого фундамента, пронизанного верхнеюрскими гранитовыми интрузиями батолитового типа. Наиболее развиты в составе эффузивной толщи андезиты, наряду с которыми встречаются все типы пород от базальтов до щелочно-земельных липаритов. С диастрофизмом середины мела связано появление одного из самых типичных элементов Охотского пояса — формации «охотских» интрузий. Это — сложно дифференцированные «батолитоподобные» массивы преимущественно гранодиоритового состава. В большинстве случаев они формировались в несколько интрузивных фаз с прогрессивно возрастающей кислотностью расплавов. В типичном случае формирование началось с внедрения небольших масс габбрового состава, далее следовали инъекции диоритов или кварцевых диоритов. Главная интрузивная фаза характеризовалась гранодиоритовым составом расплавов, а в заключительную фазу внедрялись плагиограниты и граниты. Геологическое положение «охотских» интрузий определяется на очень большом числе примеров в достаточно узких хронологических рамках. Они прорывают и метаморфизуют вулканогенные отложения нижнего мела, но перекрываются верхнемеловыми породами следующего структурного этажа [Устиев, 1959, с. 16].

Прекрасным примером габбро-диорит-гранодиоритового формационного типа может служить верхнемеловой интрузивный комплекс Центрального Сихоте-Алиня [Изох и др., 1957]. В этом районе геосинклинальный режим установился с середины палеозоя. В среднеюрское время оформилась геосинклинальная область Центрального поднятия, но в области Восточного прогиба в течение юры, нижнего и первой половины верхнего мела продолжали накапливаться песчано-глинистые отложения флишевого типа мощностью 7—8 км. В следующий этап, наступивший после складко-

образовательных процессов в послеваланжинское и сенонское время и после замыкания мезозойской геосинклинали, область Восточного прогиба становится ареной многократных излияний эффузивов и интенсивной интрузивной деятельности, связанной с разрывными дислокациями. Сенонский возраст имеет полого лежащая толща базальтовых и андезитовых порфиритов и их туфов, достигающая мощности 800—1000 м. Датскими считаются покровы кварцевых порфиров и их туфов. Толща их имеет мощность 900—1000 м и залегает на нижележащих порфиритах или более древних осадочных породах несогласно и в общем почти горизонтально. Третичные отложения пользуются ограниченным распространением. В низах разреза этих отложений залегают миндалекаменные базальты и андезито-базальты, которые имеют, вероятно, среднеэоценовый возраст.

Многочисленные верхнемезозойские интрузивы тесно связаны во времени с эффузивной деятельностью. Несомненной является генетическая связь интрузивов и эффузивов для этого района. Так, раннесенонский возраст имеют интрузии диоритов, кварцевых диоритов, габбро, диоритовых порфиритов. Позднесенонский — интрузии монцонитов и близких к ним пород. Датский возраст имеют интрузии гранитоидов (гранодиоритов, гранитов, аляскитов), а также комплекс различных «послегранитовых» даек — кварцевых порфиров, диабазов, спессартитов, диоритовых порфиритов и т. д. По мнению исследователей этого района [Изох и др., 1957], датские гранитоиды генетически обособляются от остальных гранитоидов, будучи связаны с исходной кислой магмой, в то время как все остальные верхнемезозойские интрузивы являются продуктами основной магмы.

Породы первой (раннесенонской) интрузивной фазы представлены главным образом кварцевыми диоритами. Значительно реже встречаются тоналиты, диориты, монцонит-диориты и габбро, а также дайковые диорит-порфириты. Кварцевые диориты всегда содержат немного калиевого шпата (анортотклаза, микроклина); темноцветные минералы в них представляют биотит, амфибол и пироксен.

Породы позднесенонской фазы — это оливиновые, пироксеновые, пироксен-амфиболовые монцониты, кварцевые монцониты и так называемые «монцонит-гранодиориты», отличающиеся от нормальных гранодиоритов более основным плагиоклазом. Собственно монцонитовые породы пользуются сравнительно ограниченным распространением; они образуют небольшие многофазные интрузивные тела, сопровождаемые жильной свитой, состоящей из различных порфиритов. Очень широко распространены упомянутые выше монцонит-гранодиориты. К породам датской фазы интрузии отнесены различные породы гранитоидного ряда, из которых наиболее ранними являются порфировидные гранодиориты, принимающие участие (вместе с монцонитами) в сложении многих интрузивов. Позже были образованы порфировидные биотит-амфиболовые граниты и, наконец, биотитовые граниты, сопровождающиеся многочисленными дайками мелкозернистых гранитов.

Все эти породы содержат большое количество ксенолитов осадочных и изверженных пород, испытавших значительный метаморфизм. Вместе с тем форма ксенолитов чаще угловатая, а контакты с вмещающими породами резкие, что говорит об отсутствии заметной ассимиляции материала боковых пород.

В районе широко распространены также и «послегранитовые» дайковые породы: кварцевые порфиры и гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диабазы, спессартиты, кварцевые диорит-порфириты и другие

породы, являющиеся более молодыми, чем самые поздние интрузии гранитов, и в то же время пространственно и по времени образования тесно связанные со всем комплексом описанных пород.

Анализируя тектонические условия внедрения магмы и размещения интрузивных тел, авторы исследования подчеркивают, что эпоха внедрения верхнемезозойских интрузий характеризуется послескладчатыми (платформенными) условиями, пришедшими на смену типичному геосинклинальному режиму. Преобладающая часть интрузивных массивов, особенно сложных породами ранних фаз внедрения, образует цепочки северо-восточного направления, пересекающие складчатые структуры, не имеющие с ними связи и, вероятно, контролирующиеся разломами глубокого заложения. К типичным особенностям рассматриваемых интрузий относятся также четко выраженные гипабиссальные условия их образования. Об этом свидетельствуют частое развитие порфировидных структур, наличие не доведенных до конца реакций между отдельными магматическими минералами, зональность плагиоклаза и почти полное отсутствие пегматитов. Нередкое расположение плутонов непосредственно в верхнемеловых эффузивах, являющихся последними членами стратиграфического разреза, также указывает на сравнительно небольшие глубины их застывания. По своей форме интрузивы, по-видимому, представляют собой сложные дискордантные штоки с крутыми контактами, формировавшиеся в результате многократных инъекций. Размеры их в плане обычно колеблются от 4—5 до 15—20 км², но достигают иногда 200 км².

Весьма слабые проявления ассимиляции вмещающих пород на месте залегания интрузий, широкое развитие даек, аналогичных по составу породам сложных интрузивов, и залегание большинства последних в однообразных флишевых отложениях очень большой мощности (8—10 км), а может быть, и больше, — все это убеждает авторов в том, что магмы, образовавшие описанный сложный интрузивный комплекс имели глубинное происхождение, а разнообразие пород комплекса не было связано с влиянием алюмосиликатных толщ верхнего яруса. Изучение последовательности образования различных типов пород приводит авторов к выводу о существовании в районе двух интрузивных серий с несколько различным набором пород.

Первая серия, названная «бачелазской» характеризуется следующей очередностью внедрения главных типов интрузивных пород: 1) кварцевые диориты, 2) монцонит-гранодиориты, 3) порфировидные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, 4) крупнозернистые биотитовые граниты, 5) мелкозернистые биотитовые граниты, 6) различные послегранитовые дайки. Эта серия наиболее распространена в Центральном Сихоте-Алине и наиболее интересна в металлогеническом отношении.

Вторая серия («кулунгинская») отличается такой последовательностью: 1) кварцевые диориты, диориты и диоритовые порфириты, 2) различные монцониты, 3) кварцевые монцониты, 4) монцонит-гранодиориты и 5) вероятно, лишь в редких случаях граниты.

Обе серии разновозрастны.

Представление о петрохимических особенностях описанного комплекса дают табл. 16 и рис. 36. В целях упрощения для однотипных пород в таблице приведены только средние составы пород главных интрузивных фаз и совсем не показаны составы послегранитовых дайковых пород. Тем не менее на диаграмме начальные точки векторов образуют в правой части широкую полосу, в общем укладывающуюся между линиями типов Пеле и Этна. Более наглядная картина получается, если рассмотреть

Химический состав позднемезозойских интрузивных пород Центрального Сихоте-Алиня
[по Изоху и др., 1957]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	57,43	47,31	51,04	54,26	65,12	42,91	40,54	56,77
TiO ₂	0,75	0,80	0,77	0,67	0,23	0,57	0,85	0,40
Al ₂ O ₃	17,83	16,46	17,98	17,94	18,38	6,56	15,50	21,37
Fe ₂ O ₃	1,66	10,07	6,78	2,98	0,96	11,01	10,34	3,16
FeO	5,50	1,57	1,80	4,93	1,95	5,68	6,10	1,96
MnO	0,12	0,15	0,13	0,16	0,06	0,13	0,16	0,03
CaO	6,25	11,92	8,93	7,53	1,94	19,00	16,49	4,41
MgO	3,59	6,59	4,85	3,12	0,96	12,44	7,77	1,14
Na ₂ O	2,46	3,70	4,61	4,07	6,92	0,56	0,68	7,25
K ₂ O	2,96	1,35	2,23	2,69	2,27	0,23	0,48	2,85
H ₂ O	0,06	—	—	—	—	—	—	0,18
П. п. п.	1,43	0,50	0,42	1,76	1,12	1,26	1,38	0,40
Сумма . . .	100,04	100,42	99,54	100,11	99,91	100,35	100,29	99,92

Окончание табл. 16

Компонент	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	49,61	51,01	64,59	68,32	71,30	72,47	72,71
TiO ₂	0,90	0,92	0,53	0,38	0,27	0,31	0,21
Al ₂ O ₃	17,43	18,45	16,53	16,15	14,65	14,49	14,84
Fe ₂ O ₃	1,90	4,74	0,84	0,76	0,77	0,53	0,94
FeO	7,57	4,20	2,77	2,53	2,23	1,80	0,90
MnO	0,14	0,06	0,08	0,05	0,06	0,08	0,05
CaO	8,23	7,68	3,74	1,91	1,71	1,57	1,31
MgO	5,85	2,80	2,32	0,83	0,57	0,46	0,38
Na ₂ O	4,46	3,03	3,49	4,79	4,18	4,86	4,75
K ₂ O	1,52	3,19	3,15	3,27	3,57	2,59	3,31
H ₂ O	0,32	0,30	0,08	—	0,33	0,16	0,12
П. п. п.	2,11	3,70	1,31	1,16	0,57	0,88	0,60
Сумма . . .	100,04	100,08	99,43	100,15	100,21	100,20	100,12

Примечание. 1 — кварцевый диорит, по 4 анализам; 2 — оливиновый монцитит, по 2 анализам; 3 — пироксеновый монцитит, по 2 анализам; 4 — кварцевый монцитит, по 3 анализам; 5 — кварцевый монцитит-сиенит; 6 — пироксенит; 7 — габбро; 8 — монцитит-сиенит; 9 — оливин-монцититовый порфирит; 10 — кварцевый порфирит; 11 — монцитит-гранодиорит; по 6 анализам; 12 — граносиенит, по 2 анализам; 13 — биотит-амфиболовый гранит, по 2 анализам; 14 — биотит-амфиболовый порфировидный гранит, по 3 анализам; 15 — среднезернистый биотитовый гранит, по 11 анализам.

Рис. 36. Диаграмма химических составов интрузивных пород Центрального Сихотэ-Алиня.

1—3 — породы первой (раннесенонской), второй (позднесенонской) и третьей (датской) фазы соответственно.

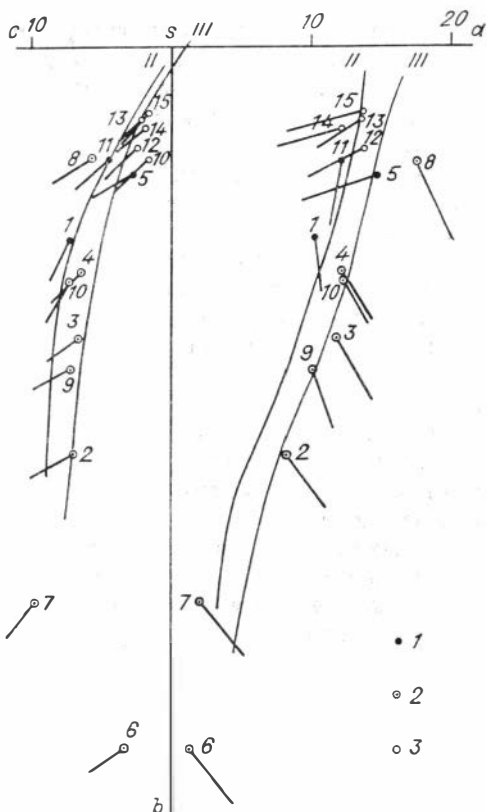
положение на диаграмме пород, типичных для упомянутых выше бачелазской и улунгинской серий. Начальные точки первой из них группируются около линии Лассен-Пик. Улунгинская серия по своей петрохимической характеристике достаточно точно соответствует типу Сан-Франциско. Особенностью всего комплекса является высокое содержание калия, что особенно резко выражено в улунгинской серии. Таким образом, весь комплекс несколько уклоняется от нормального петрохимического типа габбро-диорит-гранодиоритовых формаций и в связи со значительной ролью в нем монцонитовых пород приближается к типу габбро-монцонит-сиенитовых формаций, а широкое распространение в нем гранитов

третьей интрузивной фазы сближает его с формационным типом субвулканических гранитов. Впрочем, может быть, гранитовые интрузии третьей интрузивной фазы (датские), отделенные периодом тектонических движений и массовых излияний липаритовых лав от более ранних интрузий кварц-диоритового, монцонитового и гранодиоритового состава, вообще следовало бы выделить в особый магматический комплекс.

Интрузивные тела верхнемезозойского комплекса окружены достаточно широким ореолом контактовых роговиков, узловатых роговиков и биотитизированных пород. Они сопровождаются также большим количеством месторождений олова кварц-касситеритового и сульфидно-касситеритового типов, а также полиметаллических месторождений.

Мезозойские и третичные интрузивные комплексы Малого Кавказа. Как известно, восточная часть Малого Кавказа уже в верхней юре вступила в геосинклинальный период развития, характеризующийся массовыми излияниями андезитовых лав, сопровождавшихся сложными многофазными интрузиями габбро-диорит-гранодиоритового состава, имеющими нижнемеловой возраст. После некоторого перерыва андезитовый вулканизм возобновился в конце нижнего мела и продолжался до олигоцена, причем с ним опять-таки связывается образование предверхнемеловых и предверхнеоценовых интрузий также существенно кварц-диоритового и гранодиоритового состава.

Р. Н. Абдуллаев [1961] выделяет для этой области по возрасту три группы интрузивов: среднеюрскую, неокомскую и послетуронскую. Среднеюрская группа отличается плагиогранитовым составом, генетически связывается с эффузивными плагиопорфирами и, вероятно, при-



надлежит к плагιοгранитовому типу формаций. Большинство гранитоидных интрузий северо-восточной части Малого Кавказа являются нижнемеловыми. Из них лучше других изучен и наиболее интересен Дашкесан-Кедабекский комплекс многофазных интрузивов.

Дашкесанский и Кедабекский массивы располагаются в пределах Дашкесанского синклиория и прорывают верхнеюрские отложения. Отложения сеноманского яруса налегают на них трансгрессивно. Дашкесан-Зурнабадский многофазный интрузив состоит из двух удлиненных в широтном направлении массивов, отделенных небольшой перемычкой вмещающих пород. Общая площадь массива 32 км². Формировался он в результате проявления трех фаз интрузивной деятельности. Наиболее ранняя фаза представлена породами основного состава: кварцево-ортоклазовые габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, кварцевые и бескварцевые габбро-сиениты, кварцевые и кварцсодержащие диориты и сиенит-диориты. Эти породы образуют тела типа штоков, сопровождающихся небольшими апофизами. Основная масса пород второй интрузивной фазы принадлежит адалмеллитам, гранодиоритам, кварцевым сиенитам и сиенит-диоритам. В эндоконтактных частях этих интрузивов наблюдаются ортоклазовые и кварц-биотитовые габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые сиениты, пироксеновые сиенит-диориты. Породы первой и второй фаз часто имеют резкий контакт; наблюдаются ксенолиты пород первой фазы в породах второй и т. д. К третьей интрузивной фазе относятся жильные аплитовые породы — гранит-аплиты, плагиааплиты и порфириовидные аплиты. В пределах Дашкесанского рудного района широко распространены трещинные интрузии четвертой фазы — диабазы, диабазовые порфириты, реже лампрофиры типа спессартита и одинита [Мустафабеи и др., 1961]. С Дашкесанским интрузивом связано скарновое магнетитовое месторождение.

Кедабекский интрузив имеет неправильные, почти изометричные очертания в плане. Площадь выхода его составляет 42 км². По данным Г. И. Керимова [1956], Кедабекский интрузив является двухфазным. Породы первой фазы представлены габбро, габбро-диоритами, диоритами; породы второй фазы — кварцевыми диоритами и в меньшей степени тоналитами, банатитами, гранодиоритами. На контакте габброидов с кварцевыми диоритами развиты кварцевые габбро, кварцевые габбро-диориты, биотитовые кварцевые диориты. Жильные породы, связанные с первой фазой интрузии, распространены незначительно и представлены микродиабазами и порфиритами. Ко второй фазе относятся аплиты, пегматиты, диорит-порфириты, порфириты и лампрофиры. С Кедабекским интрузивом связано скарновое медное месторождение.

История формирования мезозойских интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа, как ее рисует Р. Н. Абдуллаев [1961], ясно говорит об их субвулканической природе. До верхнего байоса здесь существовал геосинклинальный режим, сопровождающийся в нижнем байосе подводным андезитовым вулканизмом. С верхнего байоса проявилась тенденция к геоантиклинальному развитию, вследствие чего изливались кислые лавы. Верхнебайосские интрузивы плагιοгранитового состава были тесно связаны с ними в пространстве и времени и имели общий очаг. Вулканические явления в верхней юре протекали особенно интенсивно в кимеридже, причем в областях поднятий действовали вулканы центрального типа, извергавшие туфообломочный материал андезито-дацитового состава. В одном случае крупное жерло верхнеюрского вулкана оказалось сложенным кварцево-роговообманковым диорит-порфиритом. В неокOME поднятия продолжались, причем тогда же возникали кварц-

диоритовые и гранодиоритовые интрузивы, в том числе Дашкесанский и Кедабекский. В верхнемеловое время снова имело место внедрение небольшой порции кислой магмы, в результате чего образовался многофазный Учтапа-Кызылкапский интрузив.

Г. И. Керимов, обсуждая вопрос о происхождении описанного комплекса мезозойских интрузивов, приходит к выводу о кварц-диоритовом составе родоначальной магмы, которая дифференцировалась на габбровую и гранитоидную. Он подчеркивает, что процессы ассимиляции в формировании интрузивных пород играли небольшую роль. Эта гипотеза дифференциации кварц-диоритовой магмы кажется в достаточной мере искусственной. Геологическая позиция интрузивов прямо говорит о том, что образовались они в конечном счете из тех же магм, которые дали базальт-андезит-дацитовый комплекс эффузивов — вопрос о происхождении нельзя решать только для интрузивов, игнорируя эффузивную форму магматизма и неизбежную эволюцию глубинного магматического очага.

В приведенных выше примерах, по существу, не возникает сомнений в принадлежности описанных интрузивных комплексов к типу габбро-диорит-гранодиоритовых формаций. Но в очень многих случаях определение формационного типа весьма затруднительно, особенно по описаниям авторов, не ставивших перед собой такой задачи. Особенно же трудно определение формационного типа глубоко размытых, более или менее древних интрузивных комплексов, в частности, в том случае, когда денудацией уничтожены связанные с ними обычно несколько более древние эффузивы.

Комплекс раннегерцинских интрузий габбро-гранодиорит-гранитового состава Баянаульского района в Казахстане, описанный В. К. Моничем [1957], может служить хорошим примером такого трудного случая. Интрузивные тела залегают здесь в основном среди вулканогенных толщ нижнего палеозоя и девона, так что предполагаемый раннегерцинский возраст интрузивов определяется не вполне точно, главным образом по пересечению одним из интрузивов песчаников верхнего девона. Близкие по возрасту и составу среднепалеозойские эффузивы в районе отсутствуют, но широко развиты южнее в пределах Северо-Балхашского прогиба, где среднекарбонный вулканогенный комплекс представляют пироксен-плагиоклазовые андезитовые порфириты и дациты, а верхнюю часть разреза составляют потоки и купола кварцевых кератофиров и ортофиров.

Хорошо изученный Базилькульско-Жарлыкольский интрузив прослеживается в виде двух тел, разделенных узкой перегородкой вмещающих пород. Общая площадь массива около 120 км². Меньший из них — Базилькульский интрузив — сложен кварцевыми диоритами, кварцевыми норит-диоритами, гранодиоритами и лейкократовыми биотитовыми гранитами. В более крупном Жарлыкольском массиве кислые породы развиты шире. При этом в нем намечается по крайней мере двухфазное поступление магмы в камеру плутона. В первую фазу образовались более основные разновидности — диориты, норито-диориты, пироксеновые гранодиориты, слагающие небольшие интрузивы по периферии массива. Позже были сформированы более крупные интрузивы амфиболо-биотитовых гранитов, плагиогранитов, гранодиоритов, адамеллитов и нормальных биотитовых гранитов, прорывающие основные породы с интрузивным контактом и содержащие ксенолиты диоритового и гранодиоритового состава. Базилькульско-Жарлыкольский интрузив пересечен многочисленными дайками; характерно, что дайки «первого этапа» (микрограниты и аплиты) развиты крайне незначительно, зато очень обильны дайки «второго этапа», сложен-

Химический состав гранитоидов раннегерцинского комплекса Баянаульского района в Казахстане [по Моничу, 1957]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	63,60	65,04	76,51	77,44	74,42	73,46	76,24	73,26	77,37
TiO ₂	0,97	0,92	0,23	0,15	0,26	0,29	0,24	0,29	0,20
Al ₂ O ₃	17,04	11,48	13,26	13,91	14,60	14,71	13,61	15,93	12,05
Fe ₂ O ₃	2,64	7,11	0,97	0,82	1,15	1,20	1,10	2,81	0,88
FeO	1,02	3,05	0,12	0,04	0,17	0,25	0,05	0,10	0,77
MnO	0,07	0,10	Сл.	Сл.	0,02	0,02	Сл.	0,03	0,01
MgO	1,57	2,30	0,37	0,12	0,92	0,99	0,25	0,52	0,38
CaO	4,55	3,02	0,90	0,60	0,50	1,15	0,35	0,10	0,79
Na ₂ O	5,27	2,02	3,38	3,61	4,73	4,95	4,75	3,43	3,53
K ₂ O	2,90	3,50	3,72	3,69	2,77	2,45	2,75	2,45	4,15
П. п. п.	0,42	1,08	0,60	0,50	0,92	0,98	0,70	0,64	0,42
H ₂ O	Сл.	0,96	Сл.	Сл.	0,10	0,06	0,02	0,10	0,15
P ₂ O ₅	0,22	0,14	0,25	0,03	0,07	0,08	0,07	0,05	0,07
SO ₃	—	0,08	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а . . .	100,27	100,8	100,31	100,91	100,63	100,59	100,13	99,71	100,77

П р и м е ч а н и е. 1, 2 — гиперстеновый гранодиорит; 3 — плагиогранит; 4 — порфировидный биотитовый гранит; 5, 6 — адамеллит; 7 — крупнозернистый порфировидный лейкократовый биотитовый гранит; 8 — мелкозернистый порфировидный гранит; 9 — аплитовый гранит.

ные гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, граносиенит-порфирами, микродиоритами, спессартитами.

Другой интрузивный массив — Северо-Александровский, отнесенный В. К. Моничем к тому же раннегерцинскому комплексу, имеет в общем аналогичный состав и строение, но отличается еще большей ролью кислых гранитовых пород; он также пересекается огромным количеством даек, преимущественно «второго этапа».

Петрохимические особенности интрузивных пород характеризует табл. 17, заимствованная у В. К. Монича [1957]. Выделяется три серии пород: 1) серия габбро-норитов — пироксеновых гранодиоритов (анализы 1, 2), отличающаяся пересыщенностью известью и низкой концентрацией щелочей и связанная, скорее всего, с базальтоидной магмой; 2) серия гранодиоритов — плагиогранитов (анализы 3, 4), отличающаяся пониженным содержанием щелочей, по происхождению магмы, по В. К. Моничу, отдаленно базальтоидная; 3) серия лейкократовых адамеллитов и лейкократовых гранитов (анализы 5, 6, 7, 8, 9), отличающаяся нормальным для гранитов содержанием щелочей и слегка повышенной известковистостью.

К описываемому здесь типу габбро-диорит-гранодиоритовых формаций, по-видимому, может быть также отнесен **среднекаледонский (первый девонский) интрузивный комплекс Бетпак-Дала**, обнаруживающий тесную временную и пространственную связь с эффузивами близкого состава, имеющих пестрый состав интрузивов (хотя эта пестрота и приписывается процессам гибридизации) и сопровождаемый широко развитыми дайками «второго этапа» [Коптев-Дворников и др., 1960].

Интрузивы этого комплекса образуют сравнительно небольшие тела, прорывающие нижнедевонскую эффузивно-осадочную толщу, состоящую

из красноцветных конгломератов, песчаников и сланцев с прослоями эффузивов и сменяющуюся выше по разрезу мощной толщей андезитовых порфиритов и их туфов. В свою очередь, тела комплекса перекрываются альбитофирами среднего девона, так что их возраст и тесная связь с наземным вулканизмом устанавливаются хорошо.

Консолидация интрузивов происходила на относительно небольшой глубине в условиях быстрого охлаждения, в связи с чем породы их обладают мелко- или среднезернистыми структурами, а в пределах достаточно мощных эндоконтактовых оторочек по своему сложению вообще напоминают эффузивы.

Сложены интрузивы пестрым набором пород. Преобладают в этом наборе гранодиориты и адалеллиты, впрочем, диориты и кварцевые диориты в нем пользуются также широким распространением. Породы эти часто переполнены ксенолитами, имеющими остроугольную форму. По составу ксенолиты отвечают меланократовым диоритам, диоритам и кварцевым диоритам, а также амфиболитам. Аплиты и пегматиты в составе интрузии отсутствуют. Среди даек второго этапа широко распространены гранит-порфиры и диорит-порфиры. Анализируя петрохимические особенности пород первого девонского комплекса, авторы исследования приходят к выводу, что некоторые его интрузивные породы близки по составу к средним типам эффузивных пород, таким как андезит, риодацит, щелочной риолит, чем, видимо, лишней раз подчеркнута субвулканическая природа комплекса.

Предакташский интрузивный комплекс Северного Тянь-Шаня, по Н. П. Васильковскому [1952], имеет предверхнекарбонный возраст, причем во многих случаях он прорывает описанную выше среднекарбонную минбулакскую эффузивную свиту и несогласно перекрывается верхнекарбонной акчинской свитой — самой нижней в акташском вулканогенном комплексе. Таким образом, возраст предакташского интрузивного комплекса очень близок возрасту минбулакских эффузивов. Обнаруживается и очень большая петрохимическая близость того и другого, что позволяет говорить об общности глубинного магматического очага, хотя предакташские интрузивы и обладают многими чертами интрузивных комплексов батолитового типа.

Предакташский интрузивный комплекс сложен главным образом гранодиоритами, но в краевых зонах, а также в виде самостоятельных интрузивных тел в связи с ним наблюдаются кварцевые диориты и диориты, а также габбро-диориты и габбро. Типичные кварцевые диориты состоят из андезина или лабрадора, калиевого полевого шпата (10—13 %), кварца (1—10 %), а также амфибола, биотита и пироксена. Местами наблюдаются породы сиенит-диоритового типа. Породы эти часто имеют полосчатое строение, обусловленное первичной субпараллельной ориентировкой темноцветных минералов. Встречаются полосчатые габбро. Н. П. Васильковский всем этим породам среднего и основного состава приписывает гибридное происхождение, хотя никаких доказательств этому не приводит. Такие признаки, как первичная ориентировка минералов и первичная полосчатость, наоборот, противоречат этому утверждению, точно так же, как и наличие жильных дериватов диоритовых пород, представленных дайками роговообманковых порфиритов.

Преобладающие в интрузивном комплексе гранодиориты относятся к продуктам более поздней интрузивной фазы, прорывающей диоритовые породы. Еще более поздними являются аплиты, пегматиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и лабрадоровые порфириты. Аплито-пегматитовая фаза в комплексе проявлена очень слабо.

Химический состав эффузивных и интрузивных пород (минбулакская эффузивная свита и Предакташский интрузивный комплекс)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	60,31	62,40	62,93	54,74	60,68	63,73	63,62
TiO ₂	0,67	0,49	0,43	1,00	0,32	0,52	0,80
Al ₂ O ₃	16,41	17,17	13,95	16,11	16,32	15,32	15,36
Fe ₂ O ₃	3,87	2,30	2,22	4,12	5,04	1,76	2,54
FeO	2,57	4,45	4,09	4,67	2,92	2,69	3,02
MnO	0,13	0,09	0,06	0,15	0,11	0,07	0,06
MgO	2,24	0,88	1,39	2,90	2,66	2,76	2,16
CaO	3,83	4,61	5,05	7,18	5,32	3,64	5,02
Na ₂ O	3,89	3,12	4,49	2,54	3,79	2,90	2,23
K ₂ O	2,78	3,03	2,17	4,46	3,12	3,89	3,61
П. п. п. +105°	2,15	0,97	2,06	1,04	—	2,26	0,73
До —105°	0,12	0,14	0,08	—	0,26	0,28	0,10
P ₂ O ₅	0,25	0,19	0,17	0,34	0,21	0,32	0,16
CO ₂	0,18	—	1,00	—	0,74	0,24	0,64
Валовая S + SO ₃	0,04	0,06	—	—	0,03	0,03	0,03
С у м м а . . .	99,44	99,88	100,09	99,25	101,52	100,41	100,08

П р и м е ч а н и е. 1 — андезитовый порфирит, по 3 анализам; 2 — пироксен-полевошпатовый порфир, по 3 анализам; 3 — витрофировый порфир, по 2 анализам; 4, 5 — кварцевый гранодиорит; 6 — гранодиорит карамазарского типа, по 10 анализам; 7 — гранодиорит, по 3 анализам.

Гранодиориты — это розовато-серые неравномерно-зернистые, иногда порфировидные породы. Плагноклаз в них преобладает над калиевым полевым шпатом. Представлен он андезином, реже олигоклазом или лабрадором. Иногда плагноклаз имеет зонарное строение, нередко встречается в виде крупных порфировидных выделений. Последние, впрочем, чаще слагаются калиевым полевым шпатом. Кварц присутствует в меньших количествах, чем плагноклаз или калиевый полевой шпат. Роговая обманка преобладает над биотитом, а пироксен встречается редко. Среди акцессорных присутствуют магнетит, сфен, апатит, турмалин. Количественные отношения главных породообразующих минералов меняются, в связи с чем порода иногда по составу приближается к кварцевому диориту, адамеллиту и даже к граниту. Иногда наблюдаются отклонения к монцонитам и кварцевым сиенито-диоритам. В эндоконтактах нередко породы делаются мелкозернистыми или отчетливо порфировидными. Изредка краевая фация гранодиоритов представлена даже гранодиорит-порфирами или гранит-порфирами, т. е. налицо явления закалки.

Предакташские интрузивы образуют крупные тела с площадью выходов, измеряемой сотнями километров. Все они приурочены к ядрам антиклинальных складок и имеют преимущественно изометрические очертания. Взаимоотношение их со структурой вмещающих пород приводит Н. П. Васильковского к выводу об их посттектоническом характере.

В табл. 18 приведены средние химические составы пород предакташского интрузивного комплекса и — для сравнения — эффузивных пород минбулакской свиты. Интрузивные и эффузивные породы обладают в общем одинаковыми петрохимическими особенностями. Для тех и других типичны: отсутствие пересыщенности глиноземом; характерное понижение

величины с с увеличением содержания железисто-магнезиальных минералов; довольно высокая щелочность, приближающаяся к петрохимическому типу Сан-Франциско.

Может быть приведен и еще один пример магматического комплекса, обладающего чертами, переходными от типа габбро-диорит-гранодиоритовых формаций к гранодиоритовым интрузиям батолитового типа. Это — известный змеиногорский интрузивный комплекс Рудного Алтая, с которым генетически связываются медные и полиметаллические месторождения района.

В соответствии с исследованиями Н. А. Елисеева [1938], П. Ф. Иванкина [1957], В. П. Нехорошева [1958] интрузивы змеиногорского комплекса дают активные контакты с отложениями малоульбинской свиты (средний — верхний карбон). Образование комплекса происходило после того, как геосинклинальный режим закончился и на месте Зайсанской геосинклинали образовалась складчатая зона. Интрузивы имеют форму лакколлитов, штоков или являются трещинными. Примером может быть крупный Алейский массив адалеллитов и плагиогранитов, подошвой которого служит каледонский фундамент антиклинория, а кровлей — эффузивная толща девона.

Среди пород змеиногорского комплекса выделяются следующие возрастные группы пород: 1) оливинные, безоливинные и кварцевые габбро-нориты; 2) гранодиориты и тоналиты с подчиненными им кварцевыми диоритами и диоритами; 3) адалеллиты и плагиоклазовые граниты с трондjemитами и нормальными гранитами. Кроме того, в состав змеиногорского комплекса включаются многочисленные дайки основного и кислого состава.

Габброидные породы слагают обычно небольшие обособленные массивы. К югу от Зыряновска они представлены преимущественно габбро-норитами полосчатого сложения, состоящими из зонального плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена, редко оливина. В Прииртышье породы этой группы представлены небольшими телами средне- и мелкозернистых габбро-диабазов. Среди габбро-диабазов иногда обособляются амфиболиты и пироксениты. Известны также несомненно гибридные габброидные породы, приуроченные к эндоконтактам гранодиоритовых интрузий.

Гранодиориты и кварцевые диориты в большинстве случаев тяготеют к периферическим частям плагиогранитных интрузий и рассматриваются обычно в качестве гибридных образований.

Типичными для змеиногорского комплекса являются адалеллиты, плагиоклазовые и нормальные граниты, слагающие наиболее крупные магматические тела. Они характеризуются средне- и мелкозернистыми, реже порфировидными структурами, резким преобладанием кислого плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, малым количеством цветных минералов и непостоянством минералогического состава.

Микроклиновые граниты широко развиты в бассейне рек Убы и Бухтармы. Калиевый полевой шпат в этих породах обычно преобладает над плагиоклазом, в связи с чем граниты характеризуются типичной розовой и красной окраской. Обычны для них средне- и мелкозернистые, часто порфировидные структуры. Контакты с адалеллитами активные. В отличие от последних микроклиновые граниты часто имеют свежий облик, характеризуются постоянством состава и отсутствием заметных следов катаклаза.

Интрузивные тела сопровождаются обильными дайками второго этапа; пегматиты практически отсутствуют. В экзоконтактах хорошо развиты ореолы контактовых роговиков, иногда скарнов.

К габбро-монцонит-сиенитовому формационному типу могут быть отнесены такие комплексы, которые являются интрузивными эквивалентами трахиандезитовой эффузивной формации и для которых генетические связи с эффузивами или устанавливаются непосредственными геологическими наблюдениями, или вероятны. В последнем случае к основным критериям такой связи относятся близкий возраст и петрохимическое тождество или сходство между эффузивными и интрузивными комплексами. Следует подчеркнуть то обстоятельство, что теоретически, и как это бывает в большинстве случаев в действительности, интрузивные комплексы обычно характеризуются несколько повышенной щелочностью и большей ролью кислых пород (сиениты, щелочные сиениты, щелочные граниты) по сравнению с трахиандезитовыми формациями.

Габбро-монцонит-сиенитовый формационный тип отличается весьма пестрым и неустойчивым составом. Типичны габбро с ортоклазом и биотитом, разнообразные монцонитовые породы, иногда эссекситы, щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные граниты. Но наряду с этими породами, обладающими повышенной щелочностью или щелочными, в составе формации обыкновенными являются и нормальные щелочно-земельные типы пород — диориты, сиениты, граносиениты, нормальные граниты и т. д. По петрохимической характеристике конкретные габбро-монцонит-сиенитовые формации близки типам Сан-Франциско и Йеллоустонского парка, т. е. им свойственна повышенная щелочность при значительной роли калия в составе щелочей.

Относительно высокая концентрация калия в кристаллизующейся магме обуславливает и некоторые своеобразные черты минералогии интрузивных комплексов, принадлежащих к данному формационному типу. Обычны оливины, причем железистые члены этого ряда встречаются даже в сиенитах. Пироксены представлены авгитами, иногда титанистыми; в более кислых членах ряда возможны эгирин-авгиты и эгирины; ромбические пироксены не характерны; роговые обманки обыкновенны. Широко развит биотит, чаще постмагматический, встречающийся даже в основных породах. Калиевый полевой шпат основных и средних пород (габбро и монцонитов) слабо пертитизирован, но в кислых (щелочных сиенитах и гранитах) обычно пертитовый, и в этом случае весь плагиоклаз сосредоточен в антипертитах. В изредка встречающихся в составе интрузивных комплексов щелочных породах могут присутствовать нефелин и псевдолейцит. Но самая главная особенность — это ассоциация основного плагиоклаза с ортоклазом, являющаяся для данного петрохимического типа вполне равновесной и закономерной. Она находит свое отражение в широком развитии ортоклазовых габбро и монцонитов в составе конкретных магматических комплексов. Такие породы совсем не являются гибридными, как думают многие исследователи. Условия залегания, а также особенности структуры определенно говорят об их чисто магматической природе.

Детальные исследования ряда конкретных магматических комплексов, принадлежащих к данному формационному типу, всегда приводят к выводу об их многофазности, причем между породами отдельных фаз всегда устанавливаются интрузивные взаимоотношения и практически полное отсутствие явлений ассимиляции на месте. Последовательность интрузий может быть различной.

Тектоническая обстановка образования габбро-монцонит-сиенитовых формаций достаточно характерна и в общем аналогична обстановке образования трахиандезитовой формации. В своем распространении они всегда

приурочены к относительно жестким блокам, каковыми могут быть геоантуклинальные структуры, срединные массивы или даже разбитые окраины платформ. Интрузии габбро-монцонит-сиенитовых формаций всегда бывают послескладчатыми и явно контролируются трещинной тектоникой. В некоторых случаях они образуют поперечные пояса, примером которых может служить порфировый пояс в штате Колорадо (см. рис. 33), где устанавливается очень большое количество мелких интрузивов, имеющих третичный возраст и залегающих среди горизонтально лежащих меловых осадочных толщ. Большая часть интрузивных пород этого пояса имеет состав монцонита или кварцевого монцонита, но наряду с ними встречаются щелочные сиениты, граниты, лимбургиты и т. д. Между прочим, с этим интрузивным комплексом связаны богатые и разнообразные рудные месторождения — свинцово-серебряные Ледвилл, Монтесума, Сильвер-Палм, Джорджтаун; молибденовые — Клаймакс; золотые — Гилпин-Каунти и т. д.

Связь с эффузивной трахиандезитовой формацией во многих случаях совершенно очевидна, как, например, в пределах того же района плато Колорадо, где наряду с интрузивами монцонитового состава широко развиты третичные и четвертичные лавовые поля с преобладающими латитовыми (трахиандезитовыми) лавами (описанный выше район Сан-Франциско и Сан-Хуан), а также в ряде других случаев. Но естественно, что такая прямая связь может быть обнаружена далеко не всегда.

Интрузивные комплексы обычно многофазны. Последовательные фазовые интрузии могут образовывать в зависимости от тектонической обстановки или сложные многофазные плутоны, или серии последовательно появляющихся малых плутонов различного состава, что приводит к крайней пестроте петрографического состава габбро-монцонит-сиенитовой формации, выражающейся, в частности, в разнообразных сочетаниях различных магматических горных пород конкретных магматических комплексов. Это обстоятельство дает возможность выделить внутри описываемого формационного типа ряд подтипов, из которых главными являются: 1) габбро-монцонитовый подтип (субформация) с преобладанием пород среднего состава; 2) габбро-сиенитовый (без монцонитов); 3) существенно сиенитовый; и наконец, 4) редко встречающийся, но наиболее полно развитый габбро-монцонит-сиенитовый.

Полезные ископаемые, генетически связанные с габбро-монцонит-сиенитовой формацией, очень разнообразны, что соответствует и разнообразию конкретных проявлений этого формационного типа. Среди них могут быть названы: магматические месторождения титаномagnetита, контактовые месторождения magnetита, меди и молибдена, порфировые медные руды, серебро-свинцово-цинковые, золотые, золото-теллуристые и другие месторождения.

Семейтавский магматический комплекс Восточного Казахстана, по данным В. К. Монича [1949, 1957], имеет послегерцинский возраст. Образовался он в платформенной обстановке после того, как осадочные толщи верхнего палеозоя были собраны в складки и пронизаны многочисленными крупными гранитовыми интрузиями, имеющими, вероятно, пермский возраст. Области проявления семейтавского комплекса приурочены к краевой зоне крупных депрессий мезозойского и третичного времени. Начальные этапы магматизма представлены наземными излияниями трахиандезитовых лав, среди которых известны пластообразные приповерхностные интрузии кварцевых анортоклазовых сиенитов. Последующие этапы отмечены эффузивными и экструзивными извержениями кварцевых трахитов и трахилипаритов. В заключительные стадии в отдельных пунктах

Минеральный состав пород дифференцированной интрузии
гор Семейтау, об. %

Минерал	Монцонит- порфир	Монцонит	Кварце- вый анор- токлазит	Кварце- вый сиенит
Анортоклаз	11,2	45,4	50,8	38,0
Плагиоклаз	42,5	34,9	12,2	21,9
Гранофир	1,0	3,3	22,5	29,7
Кварц	0,2	—	1,0	4,9
Пироксен	3,6	7,2	5,4	—
Роговая обманка	3,0	1,6	1,5	—
Биотит	5,0	4,6	1,4	3,5
Иддингсит	5,0	0,3	1,4	+
Разрушенные темноцвет- ные минералы	6,0	—	+	+
Магнетит, ильменит	2,5	2,7	3,8	2,0
Стекло	20,0	—	—	—

образовались небольшие интрузии биотитовых гранитов и щелочных гранит-порфиров. В. К. Монич подчеркивает, что для всех пород комплекса характерна повышенная железистость магмы, четко выраженная в составе породообразующих минералов (железистые биотиты, фаялит в ассоциации с анортоклазом и кварцем), а также резко повышенная активность калия, обусловившая равновесность калиевого анортоклаза с авгитом.

Н. Н. Горностаевым [1933], затем В. К. Моничем [1949] была описана дифференцированная пластовая интрузия в центральной части гор Семейтау близ г. Семипалатинска. Общая площадь распространения этих пород около 85 км². В центральной части массива сохранился верхний слой, сложенный породами эффузивного облика с пилотакситовой или интерсертальной основной массой и порфировыми выделениями лабрадора и анортоклаза, авгита, роговой обманки, биотита и оливина (табл. 19).

Породы эти описывались под названием трахиандезитов и монцонит-порфиров. На протяжении вертикального интервала в 10—15 м сверху вниз слой монцонит-порфиров постепенно сменяется среднезернистым анортоклазовым монцонитом. Еще ниже на 10—12 м наблюдается постепенный переход монцонита в среднезернистые порфировидные кварц-анортоклазовые сиениты и кварцевые анортоклазиты, отличающиеся от монцонитов меньшим содержанием плаггиоклаза и значительным количеством гранофира. Кварцевые сиениты в центральной части массива прослеживаются на глубину до 180—200 м и занимают площадь до 45 км² в центральной части гор, причем по окраинам массива кварцевые сиениты всюду окружаются мелкозернистыми монцонитами и монцонит-порфирами. В общем интрузив имеет щитовидную или куполовидную форму. Под тонким чехлом монцонит-порфиров,обладающих обликом эффузивной породы, без резких интрузивных контактов обособляется линзовидное ядро, сложенное кварцевыми сиенитами и кварцевыми анортоклазитами. По окраинам массива и на глубине кварцевые сиениты вновь переходят в более основные темноокрашенные породы монцонитового типа.

По-видимому, в генетической связи с описанным интрузивом находятся ортофиры, трахиты и трахилипариты, образующие горизонтальные потоки и куполы, частично наложенные на поверхность интрузива и являющиеся более молодыми, чем последний, образованиями. К наиболее юным компонентам семейтавского комплекса относятся гранофировые гранит-порфиры, образующие небольшие интрузивы, залегающие среди эффузивных трахилипаритов.

Семейтавский комплекс является продуктом наиболее юного магматизма в Восточном Казахстане и имеет, вероятнее всего, нижнемезозойский возраст.

Эоценовый интрузивный комплекс западной части Малого Кавказа. Эффузивный комплекс среднего и верхнего эоцена Аджаро-Триалетского хребта и Памбака сопровождается соответственного состава интрузивами, среди которых Г. С. Дзоценидзе [1949] выделяет предверхнеэоценовые интрузивы, имеющие преимущественно габбро-монцонитовый и монцонит-сиенитовый состав. Все они пространственно приурочены к среднеэоценовой вулканогенной толще. Породы силлов и даек имеют обычно габброидный состав (типичны ортоклазовые и альцимовые габбро). Более крупные секущие интрузивы слагаются более кислыми породами — по краям монцонит-диоритами, а в центральных частях сиенитами. Г. С. Дзоценидзе не сомневается в том, что эти интрузивы тесно генетически связываются со среднеэоценовым вулканизмом и представляют собой слегка обогащенные калием дифференциаты той же магмы, которая дала среднеэоценовые эффузивы. Действительно, петрохимическая характеристика эффузивных и интрузивных пород среднего эоцена, которую иллюстрирует диаграмма (рис. 37), совершенно одинакова. И эффузивные, и интрузивные породы обнаруживают значительный разброс точек, в общем укладывающихся в правой части диаграммы между линиями типов Сан-Франциско и Марос-Хайвуд. В левой части диаграммы по сравнению с последними обнаруживается значительное повышение значения s .

Верхнеэоценовые интрузивы Аджаро-Триалетии отличаются еще более ярко выраженным щелочным характером. Среди них описаны, например, жильные альцимовые сиениты и габбро-сиениты.

Эоценовый интрузивный комплекс Памбакского хребта в Армении детально изучен и описан В. Н. Котляром [1945, 1958]. Он тесно связывается с эффузивной толщей эоцена, которая вместе с меловыми осадочными толщами небольшой мощности залегает резко несогласно на сильно дислоцированных отложениях нижнего палеозоя и докембрия. На эоценовых эффузивах, опять-таки несогласно, налегает эффузивная толща миоцена, сложенная базальт-андезитовыми, андезитовыми, липаритовыми и липарит-дацитовыми лавами. В районе развиты также четвертичные лавы андезитового и дацитового состава. Вся область Памбакского хребта входит в состав крупной антиклинальной структуры.

Эффузивная толща эоцена, имеющая мощность свыше 2500 м, расчленяется В. Н. Котляром на следующие свиты: а) туфобрекчии, туфы и туффы порфировитового состава (нижний (?) или средний эоцен); б) кварцевые порфиры и их туфы (нижний (?) — средний эоцен); в) порфириты, орто-

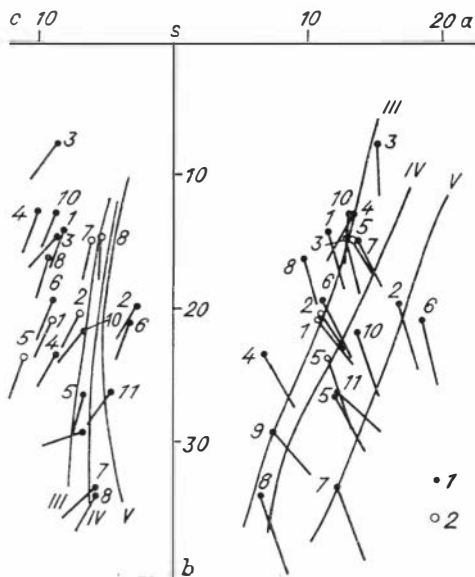


Рис. 37. Диаграмма химических составов эффузивных и интрузивных пород среднего эоцена Грузии.

1 — интрузивные и 2 — эффузивные породы.

эффузивы, их туфы, туфобрекчии, туфиты (средний эоцен); г) щелочные эффузивы и их туфы, фашиально замещаемые породами предыдущей свиты (средний — верхний эоцен); д) кислые эффузивы и туфы (верхний эоцен).

Щелочные эффузивы развиты не повсеместно, а только там, где встречаются щелочные интрузии. Те и другие, по-видимому, являются продуктами одного и того же вулканического центра. Эта щелочная серия представлена андезито-трахитами, трахитами (ортофирами), а также эпилейцитовыми порфирами. Эоценовая вулканическая толща собрана в пологие складки с падением крыльев в 20—25°.

Все третичные интрузивы Памбака образуют единый интрузивный комплекс, формировавшийся в течение эоцена и связанный с неоднократно повторяющимися движениями и накоплением вулканогенных толщ. Установлена такая последовательность формирования интрузивов.

1. Пироксениты и габбро в небольших телах площадью 0,5—0,6 км².

2. Интрузии гранодиоритового и монзонитового состава, образующие наиболее крупные массивы и являющиеся наиболее распространенными в комплексе. Наряду с кварцевыми диоритами и гранодиоритами в их составе участвуют также монзониты и кварцевые монзониты, диориты, сиенит-диориты, габбро-диориты. Жильная фация обильна и представлена аплитами, пегматитами, гранодиорит-порфирами, спессартитами и диоритовыми порфирами.

3. Интрузии порфировидных граносиенитов, пользующиеся ограниченным распространением. Они однообразны и однородны по составу. Отличаются преобладанием ортоклаза (55—60 %) и небольшим содержанием кварца (10—20 %, редко до 30 %), жильные породы — аплиты, пегматиты и спессартиты.

4. Интрузия кварцевых сиенитов — единственное тело площадью 2,3 км².

5. Собственно щелочной комплекс, образующий сложный плутон центрального типа с кольцевым строением (Тежсарский интрузив) и несколько мелких тел, окружающих его. Тежсарский интрузив, занимающий площадь 43,8 км², прорывает мощную эоценовую вулканогенную толщу, состоящую здесь почти исключительно из щелочных и субщелочных пород: ортофигов, эпилейцитовых порфиров, кварцевых порфиров и трахиандезитов, а также соответственного состава пирокластов. Интрузив сложен в основном нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами, порфировидными щелочными сиенитами и псевдолейцитовыми сиенитами. Жильные породы щелочного комплекса обильны и разнообразны. Они представлены щелочными сиенит-порфирами, нефелиновыми сиенит-порфирами, бостонитами и нефелин-полевошпатовыми пегматитами с роговой обманкой, флюоритом и т. д.

Верхнеюрские (предверхнемеловые) интрузивы Восточного Забайкалья. В тесной пространственной, временной и генетической связи с верхнеюрскими эффузивами в Восточном Забайкалье находится комплекс гипабиссальных интрузивов, описанный В. Н. Козеренко [1956]. Повышенная щелочность в интрузивной фации выражена более ярко, в этой связи верхнеюрский интрузивный комплекс Восточного Забайкалья относится соответственно к типу габбро-монзонит-сиенитовых формаций.

Среди верхнеюрских интрузивов отчетливо выделяются две группы: 1) несколько более ранние интрузивы штоковой фации и 2) более поздние дайки и свиты даек.

Интрузивы штоковой фации характеризуются значительной пестротой своего состава. В них наблюдаются габбро-диориты и ортоклазовые габ-

ро-диориты, диориты, монцониты, сиенит-диориты, сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты. Между всеми этими породами обнаруживаются переходы. Размеры штоков колеблются от нескольких сотен квадратных метров до 40 км². Наиболее распространенными и типичными породами являются монцониты и сиенит-диориты. Монцониты обычно приурочены к зонам эндоконтактов. Для них характерна комбинация основных плагиоклазов и калинатовых полевых шпатов, а также широкое распространение в составе темноцветных компонентов оливина и изредка гиперстена. При увеличении количества темноцветных компонентов монцониты совершенно постепенно переходят в габбро-диориты и ортоклазовые габбро-диориты. Сиенит-диориты составляют центральные части более крупных штоков. Они сложены кислыми и средними плагиоклазами в комбинации с анортотомом, диопсидом, роговой обманкой и биотитом; в виде микропегматита присутствует кварц. Сиениты и граносиениты являются редкими породами.

Со штоками такого состава связана своеобразная и обильная серия жильных пород, среди которых распространены сиенит-диорит-порфиры, микрограносиениты, фельзит-порфиры, сиенит-порфиры, нефелиновые сиенит-порфиры, габбро-порфиры.

Интрузивы, относящиеся к особой дайковой фации, выделенные В. Н. Козеренко в особую группу, не связаны пространственно со штоками. Они образуют отдельные тела мощностью до сотен метров и протяженностью, измеряемой километрами, или же целые свиты даек, протягивающиеся на большие расстояния. Дайки этой группы сложены кварцевыми порфирами, диоритовыми порфиритами, альбитофирами и спессартитами. Впрочем, последние два типа встречаются редко.

Имеется небольшое количество анализов верхнеюрских (предверхнемеловых) интрузивных пород Восточного Забайкалья. Часть их, заимствованная из работы И. В. Лучицкого [1950], была помещена в табл. 11 и рис. 25 для сопоставления с петрохимическими особенностями верхнеюрских эффузивов. Другая часть (из работы В. Н. Козеренко [1956]) представлена в табл. 20. Но даже это небольшое количество анализов дает достаточно яркую картину повышенной щелочности всего комплекса.

Т а б л и ц а 20

Химический состав предверхнемеловых интрузивных пород Восточного Забайкалья
[по Козеренко, 1956]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	60,25	66,67	57,62	46,61	66,85	56,95	55,01
TiO ₂	0,79	0,45	1,18	1,63	0,35	0,92	0,76
Al ₂ O ₃	17,94	15,68	12,98	12,52	12,10	19,72	18,01
Fe ₂ O ₃	3,89	3,89	7,92	9,43	6,47	5,27	4,92
FeO	1,48	Нет	1,25	4,72	Нет	—	3,44
MgO	1,99	1,06	5,42	7,36	1,44	3,00	2,85
CaO	3,32	1,31	6,40	10,70	1,15	4,53	4,98
Na ₂ O	4,22	3,65	3,12	2,66	2,40	3,74	3,87
K ₂ O	4,75	4,82	3,23	3,54	6,88	3,35	4,24
H ₂ O	0,43	0,47	0,22	0,23	0,20	0,64	0,30
П. п. п.	0,91	1,61	0,18	0,24	1,95	0,32	2,08
С у м м а . . .	99,97	99,61	99,52	99,64	99,79	98,44	100,46

П р и м е ч а н и е. 1 — сиенит-диорит-порфиры; 2 — гранодиорит-порфиры; 3 — сиенит-диорит; 4 — габбро-диориты; 5 — кварцевые сиенит-диориты; 6 — граносиенит; 7 — нефелиновый сиенит-порфир.

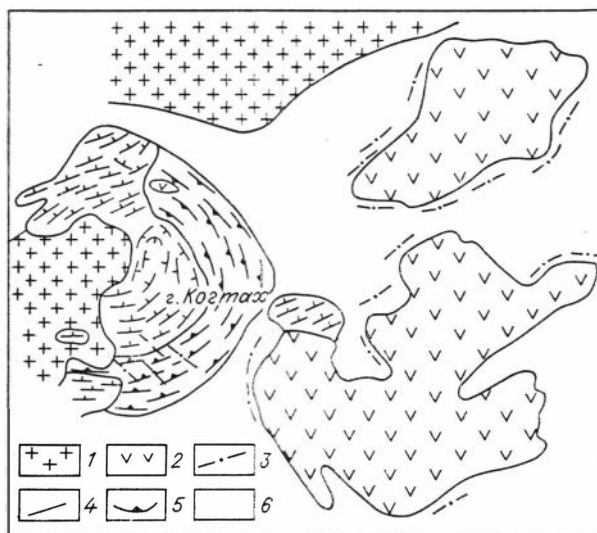


Рис. 38. Схема строения когтахского интрузивного комплекса [по Халфину, 1961].

1 — батолитовые граниты; 2 — кварцевые щелочные сиениты; 3 — дайки кварцевых щелочных сиенитов; 4 — расслоенные габбро; 5 — авгитовые диоритомонзониты; 6 — карбонатная толща нижнего кембрия.

Верхнеюрский (предверхнемеловой) магматический комплекс сыграл большую роль в рудной минерализации Восточного Забайкалья. Со штоковой группой интрузий генетически связана золото-молибденовая минерализация. С дайковой группой

связываются все полиметаллические месторождения этого района.

Габбро-монзонит-сиенитовые формации Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. В пределах этой наиболее древней части Алтае-Саянской складчатой области магматические формации габбро-монзонит-сиенитового и габбро-сиенитового состава распространяются достаточно широко и, вероятно, имеют различный возраст.

Лучше других изучен описанный С. Л. Халфиным [1961] когтахский габбро-монзонит-сиенитовый комплекс, представленный несколькими массивами габбро, авгитовых диорит-монзонитов и кварцевых щелочных сиенитов. Наиболее крупными и типичными из них являются многофазный массив горы Когтах и расположенный рядом массив кварцевых щелочных сиенитов водораздела рек Туим и Карыш (рис. 38). Оба массива расположены в зоне сочленения Кузнецкого Алатау и Батеневского кряжа. Они прорывают собранные в складки карбонатно-эффузивные толщи нижнего кембрия и, в свою очередь, прорываются Улень-Туимской интрузией батолитовых гранитоидов, возраст которых определяется в пределах верхний кембрий — ордовик (среднее по нескольким определениям — 500 млн. лет). Галька щелочных сиенитов когтахского комплекса обнаружена в конгломератах, содержащих биогермы известняков с фауной археоциат верхов нижнего кембрия (санаштыкгольский комплекс). Таким образом, нижнекембрийский возраст когтахского комплекса несомненен.

Массив горы Когтах имеет овальные очертания и размеры 5×10 км в плане. На западе породы массива прорваны и «замещены» гранитами Улень-Туимской интрузии. Он сложен в основном габбро и диорит-монзонитом; сиенитом в нем образованы серия даек и одно более крупное тело в диорит-монзонитах. В габбро и диорит-монзонитах развиты планпараллельные текстуры течения и местами — расслоенность. Весь этот многофазный интрузив в целом представляет собой воронкообразное тело, в общем дискордантное по отношению к структуре вмещающих известняков. С проявлением первой фазы магматической деятельности связано образование диорит-монзонитов. Эти породы полукольцом опоясывают с севера, востока и юга гору Когтах. Диорит-монзониты, в свою очередь, прорываются габбро, слагающими центральную часть массива и собственно гору Когтах. Наконец, и габбро, и диорит-монзониты прорываются дайками и небольшими штоками авгитовых сиенитов.

Диорит-монцитоны сложены средним плагиоклазом (№ 42—48), ортоклазом, авгитом, биотитом и титаномagnetитом. Иногда в небольшом количестве присутствует кварц или оливин. Для габбро характерны основные плагиоклазы (№ 75 до 95), комбинирующиеся с авгитом, оливином, биотитом и титаномagnetитом. В расслоенных частях интрузива обособляются полосы состава анортозита, лейкократового габбро, габбро-перидотита, габбро-пироксенита и даже пироксенита. Августовые сиениты (акериты) сложены натровым ортоклазом и альбит-олигоклазом, находящимися в примерно равных количествах, а также федоровитом, арфведсонитом, сфеном, цирконом и титаномagnetитом. Иногда есть немного кварца.

С Когтахским массивом связывается очень своеобразный аутометасоматоз, в результате которого в габбро и диорит-монцитонах образуются вторичный биотит и титаномagnetит, а в зонах дробления габброидных пород — силлиманит-титаномagnetитовая, шпинелевая или корунд-титаномagnetитовая минерализация (известное Сигангойское месторождение наждака).

Рядом с Когтахским массивом на водоразделе рек Туим и Карыш расположены два крупных тела щелочных сиенитов, также залегающих в известняках нижнего кембрия и лишь частично в эффузивах того же возраста. Общая площадь, занятая сиенитами, составляет не менее 120 км². Эзоконтакты сиенитов сопровождаются большим количеством сателлитов в виде мелких линейных тел и даек мелкозернистого сиенита. Сиенитовый интрузив является однофазным, и разнообразие составляющих его пород объясняется дифференциацией на месте или ассимиляцией вмещающих пород. В его составе описаны нордмаркиты, акериты, щелочные граносиениты, щелочные граниты, меланократовые щелочные сиениты с роговой обманкой, шонкиниты, порфиоровидные сиениты и сиенит-порфиры. Главным породообразующим минералом сиенитов является натровый ортоклаз-пертит, причем некоторые типы пород слагаются им почти целиком. Только в акеритах присутствует альбит-олигоклаз (№ 6—14). Темноцветные минералы этой серии пород представлены арфведсонитом, рибекитом, гастингсит-баркевикитом, эгирином, эгирии-диопсидом, эгирия-авгитом, федоровитом, титан-авгитом. С аутометаморфическими процессами в сиенитах связано образование пертитов замещения и возникновение грубозернистых и порфиоровидных сиенитов.

Табл. 21 и рис. 39 дают представления об особенностях химического состава пород комплекса. Обращает на себя внимание повышенное содержание калия в основных и средних породах, но самой интересной особенностью является характерный наклон линии дифференциации когтахского комплекса к оси SB. Эта линия пересекает кривые типов Лассен-Пик и Сан-Франциско. При этом основные породы (эвкритовые габбро) своей высокой известковистостью приближаются к типу Пеле, а средние и кислые — к субщелочному типу лав Этны. Видимо, исходной магмой для образования субщелочных серий в некоторых случаях может быть и обогащенная кальцием базальтовая магма.

Кроме описанного нижнекембрийского габбро-монцитон-сиенитового комплекса в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне довольно широко распространен близкий по составу, но все же не тождественный магматический комплекс, в котором ведущими типами пород являются габбро и сиениты, а монцитоны или диориты обычно отсутствуют. Количественные отношения габброидных и сиенитовых пород в различных интрузивах меняются; чаще количественно преобладают габброиды, в других случаях отношения обратные. По-видимому, к этому же подтипу может быть отнесен

Химический состав пород Когтахского габбро-монцит-сиенитового комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	43,46	44,16	46,89	43,94	46,92	52,54
TiO ₂	1,39	1,08	0,64	1,56	1,37	1,35
Al ₂ O ₃	13,48	14,93	14,39	16,37	22,88	17,64
Fe ₂ O ₃	3,99	4,29	4,99	5,22	2,71	1,31
FeO	7,37	5,91	4,85	4,35	5,72	6,24
MnO	—	—	0,15	0,16	—	—
MgO	10,91	12,01	7,28	4,87	3,88	3,85
CaO	16,47	14,63	16,85	18,17	9,37	8,60
Na ₂ O	0,48	0,93	1,03	0,90	3,32	3,52
K ₂ O	0,28	0,54	1,00	0,78	3,18	3,44
H ₂ O	2,18	0,86	1,50	1,75	0,65	0,25
P ₂ O ₅	—	—	—	1,02	—	0,62
С у м м а . . .	100,01	99,34	99,57	99,09	100,00	99,36

О к о н ч а н и е т а б л . 21

Компонент	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	56,12	61,32	67,88	69,02	68,04	64,97
TiO ₂	1,30	0,56	0,29	0,22	0,18	0,16
Al ₂ O ₃	18,16	18,40	14,05	14,93	15,10	17,19
Fe ₂ O ₃	4,29	1,79	3,33	1,26	0,62	2,19
FeO	3,50	2,92	2,58	2,55	2,95	1,54
MnO	0,06	—	0,11	0,08	0,06	0,11
MgO	1,67	0,56	0,29	0,14	0,20	0,33
CaO	3,57	2,89	0,77	0,43	0,73	0,80
Na ₂ O	3,24	4,75	5,19	4,97	5,59	7,21
K ₂ O	7,14	5,59	4,66	4,75	5,05	4,57
H ₂ O	0,23	0,98	0,28	0,49	0,48	0,35
P ₂ O ₅	0,46	—	0,038	0,05	0,01	0,06
С у м м а . . .	99,74	99,76	99,47	99,89	99,01	99,48

П р и м е ч а н и е. 1, 3 — оливиновое габбро; 2, 4 — габбро; 5, 6 — авгитовый диорит-монцит; 7 — сиенит; 8 — авгитовый сиенит; 9—12 — нордмаркит.

и известный Патынский интрузив [Ильенок, 1960], хотя в его составе сиениты практически отсутствуют. Известна только нижняя возрастная граница этого габбро-сиенитового комплекса — он прорывает нижний кембрий; достаточно надежные определения абсолютного возраста дают цифру 418 млн. лет, т. е. силур, может быть, нижний девон.

Хорошим примером габбро-сиенитового подтипа в Кузнецком Алатау является изученный В. Н. Довгалем [1962] Узасский интрузив, приуроченный к антиклинальной структуре и залегающий среди нижнекембрийских известняков. Он также является многофазным плутоном, представляющим собой в целом воронкообразное тело, сложенное серией конических пластовых залежей, падающих под углом 30—60° от периферии к

Рис. 39. Диаграмма химических составов пород котлахского интрузивного комплекса.

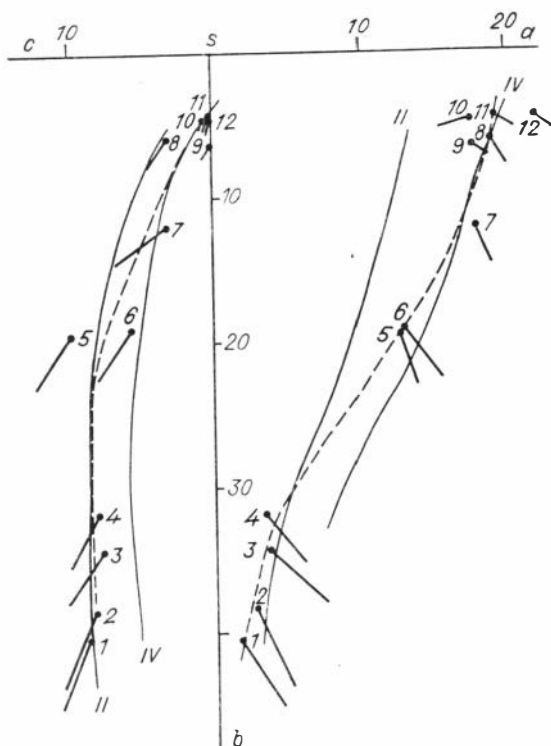
внутренним частям интрузива. Плутон складывается преимущественно основными породами — габбро и долеритами, причем намечается их не менее чем двукратное внедрение. В долеритах обнаруживается трахитоидность, а в габбро — хорошо выраженная расслоенность. Помимо габбро и долеритов в составе интрузива заметную роль играют щелочные сиениты, слагающие крупную интрузивную залежь мощностью до 800 м, лежащую согласно под пластовым же телом габбро. Последнее в контакте несет следы метаморфизма, связанного с интрузией сиенитов. В пределах Узасского интрузива

широко распространены дайки щелочных сиенит-порфиров и сиенитов, а также щелочных гранитов. Мощность их колеблется от нескольких десятков метров до 100—150 м, протяженность достигает 2,5 км. Жильные сиенит-порфиры и сиениты по своему составу идентичны сиенитам, слагающим интрузивную залежь, что позволяет рассматривать их как образования, тесно связанные временем образования и происхождением.

Габброидные породы в большинстве случаев характеризуются очень основным плагиоклазом (№ 80—90); кроме авгита и оливина часто присутствуют баркевикит и биотит. Замечается дифференциация габбро в вертикальном разрезе интрузивной залежи. В верхних ее частях основность плагиоклаза уменьшается (до № 50—65), а количество увеличивается. Щелочные сиениты состоят из антипертита, авгита с 9—12 % эгириновой молекулы, роговой обманки, биотита и примесей. В всячем боку сиенитового силла вследствие ассимиляции в сиенитах появляется андезин и близкий к авгиту пироксен. Иногда в сиенитах в количестве 2—5 % встречается кварц. В нордмаркитах количество кварца увеличивается до 5—12 %, а пироксен представлен эгирин-авгитом. Наконец, щелочные граниты состоят из кварца (30—40 %), калиевого полевого шпата, альбита, обыкновенной роговой обманки с развивающимся по ней арфведсонитом и примесей.

Имеется очень мало химических анализов пород Узасского массива, но и здесь бросается в глаза сочетание в одном комплексе основных богатых кальцием пород и щелочных гранитов и сиенитов, причем в коагматичности тех и других сомневаться не приходится.

Узасский массив — это не единственный представитель габбро-сиенитового комплекса в Кузнецком Алатау. Например, сложный интрузив го-



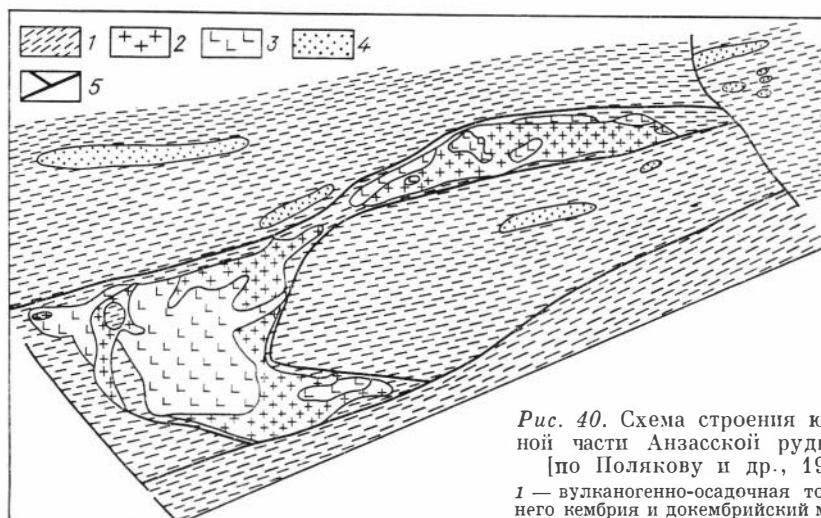


Рис. 40. Схема строения юго-западной части Анзасской рудной зоны [по Полякову и др., 1960].

1 — вулканогенно-осадочная толща нижнего кембрия и докембрийский метаморфический комплекс; 2 — альбититы и альбитит-порфиры; 3 — габбро; 4 — древняя основная и ультраосновная интрузия; 5 — дизъюнктивные границы.

ры Б. Культайга залегает в такой же геологической обстановке и состоит из габбро и субщелочных сиенитов. Габбро образует мощную (до 2,5 км) пластовую дифференцированную интрузивную залежь, сложенную в верхних частях авгитовыми диоритами. В лежащем боку габбро контактируют с известняками и кварцитами, на которых они лежат с угловым несогласием. В всячем боку габбрового интрузива находятся сиениты, видимо, образующие также пластовые тела. Кроме того, этот интрузив пересечен большим количеством даек диабазов, микрогаббро и более поздними дайками субщелочных сиенитов, граносиенитов и гранитов. Некоторые исследователи указывают присутствие на Культайге нефелиновых сиенитов. Основные породы Культайгинского массива, судя по их минералогии, обладают повышенной, по сравнению с породами Узасского массива, щелочностью. Это выражается в меньшей основности плагиоклаза, титан-авгитовом характере пироксена, присутствии баркевикита и биотита. Сиениты и граносиениты практически неотличимы от узасских.

Особым проявлением габбро-сиенитового подтипа является известный на юге Красноярского края своеобразный **Анзасский комплекс габбро-альбититового состава**, описанный для районов Анзасского, Хайлеольского и других железорудных месторождений [Поляков и др., 1960].

Габбро-альбититовый комплекс во всех случаях носит явно постороженный характер, располагаясь, как правило, внутри дизъюнктивно нарушенных зон, отчетливо рассекающих пликвативные структуры кембрия. Это хорошо видно на геологической схеме Анзасского месторождения (рис. 40).

Комплекс представлен многочисленными, небольшими по размерам, линейно вытянутыми трещинными интрузивными телами и дайками, ориентированными в общем согласно простиранию зон дробления, к которым они приурочены. Интрузивные тела сложены трахитоидным, иногда порфировидным роговообманковым, реже оливиновым, габбро, габбро-диоритами и альбититами. Дайки представлены габбро-диабазами, диабазами, иногда оливиновыми диабазами, приближающимися к троктолитам, а также кварцевыми альбититами и альбитит-порфирами. В целом кислые дифференциаты заведомо магматического происхождения имеют в составе габбро-

Рис. 41. Диаграмма химических составов пород анзасского габбро-альбититового комплекса.

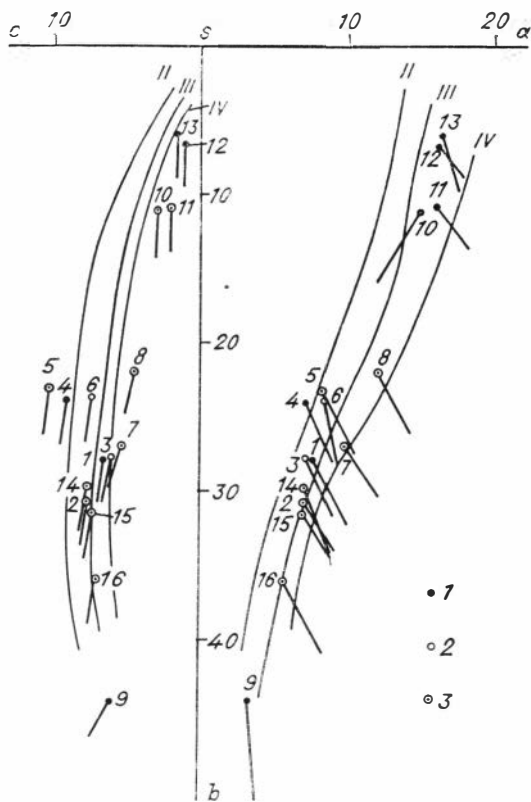
1 — анзасские, 2 — изых-гольские, 3 — хайлеольские породы.

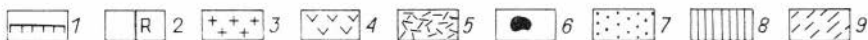
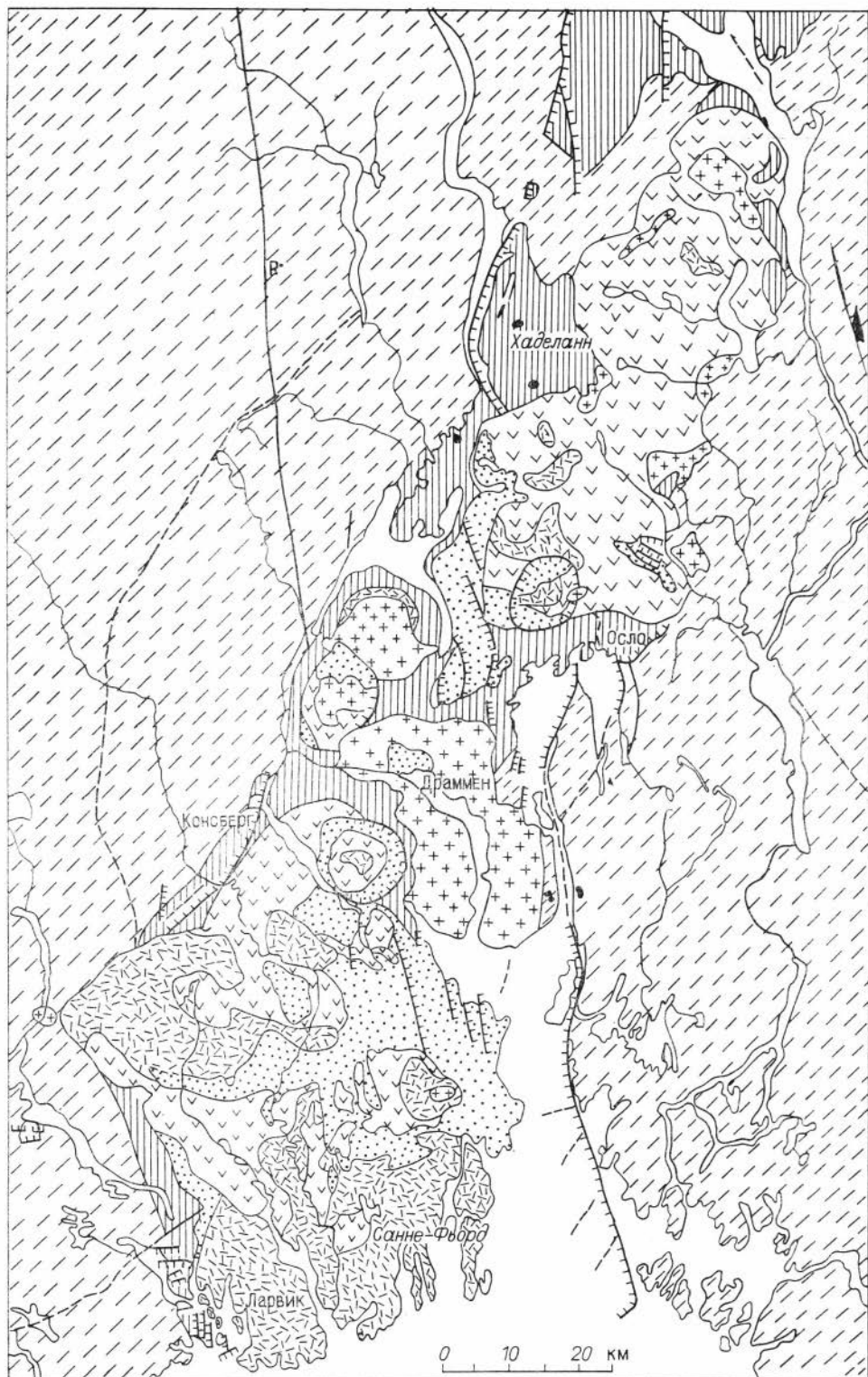
альбититового комплекса чрезвычайно скромное развитие, что может свидетельствовать в какой-то мере о сравнительно небольших масштабах дифференциации.

Устанавливается следующий порядок формирования этого комплекса. В раннюю стадию происходило внедрение недифференцированной основной магмы, за счет которой образовались относительно крупные тела трахитоидного габбро (Анзас) и более мелкие тела и дайки порфировидного габбро, габбро-диабазов и диабазов (Хайлеол). По химизму породы первой стадии ближе всего стоят к долеритам и платобазальтам (по Р. Дэли), и лишь лейкократовые их разновидности приближаются к нормальному безоливиновому габбро. Отсюда можно сделать вывод, что исходная магма имела толеитовый состав. Дайковые диабазы и порфириты Балыксинской зоны (Хайлеол), проявившиеся несколько позднее, обладают повышенной щелочностью.

Вторая стадия характеризуется более значительной дифференциацией исходной магмы с образованием, с одной стороны, кислых, значительно обогащенных натрием пород — альбититов и альбитит-порфиров, с другой — более основных дифференциатов — меланократовых оливиновых габбро и габбро-перидотитов (Анзасское месторождение). Оливиновыми габбро и габбро-перидотитами сложены небольшие по размерам отдельные тела, судя по всему, более поздние, чем соответствующие образования первой стадии. Кислые дифференциаты проявились в форме мелких тел, следуя по подновленным приоткрытым трещинам и, в особенности, вдоль контактов ранее сформировавшихся габбровых тел.

Основные и кислые породы второй стадии являются крайними дифференциатами комплекса. На диаграмме химических составов они группируются в диаметрально противоположных ее частях (рис. 41). Габбро-перидотиты располагаются в самой нижней части диаграммы, далеко от главной массы векторов. Альбититы, напротив, группируются в верхней части диаграммы, также резко отрываясь от группы векторов, представляющих собой породы первой стадии. По особенностям химического состава (табл. 22) альбититы занимают промежуточное положение между трондьемитами и сиенитами, отличаясь от последних сугубо натровой специализацией щелочей, а от первых более низким содержанием кремнезема. Имеются, правда, крайние кварцевые разности альбититов с гранитовым





содержанием кремнезема, но в таких образцах широко развит эпимагматический кварц.

В связи с интрузией альбититов проявился значительный по своей интенсивности, размерам и последствиям натровый метасоматоз, сопровождавшийся магнетитовым оруденением. Габбро Анзасского и Хайлеольского месторождений в краевых частях интрузивных тел и на участках интенсивного дробления и метасоматоза, подвергаясь действию метасоматизирующих растворов, значительно обогащаются щелочами, особенно натрием, и, напротив, обедняются железом, кальцием и магнием, нередко превращаясь в сиенитоподобные породы существенно альбитового состава.

В последнюю очередь, в третий пострудный этап, формировались дайки основного состава, представленные очень свежими оливиновыми диабазами, приближающимися по составу и структурам к троктолитовым долеритам и микродиабазам.

По химизму породы третьего, пострудного, этапа, так же как и дайковые породы первого этапа, наиболее близки к платобазальтам и долеритам по Р. Дэли (№ 14, 15, 16 на рис. 41). Таким образом, магма, поступавшая в это время из магматического очага, вновь приобрела прежние свойства.

К своеобразным, но, видимо, достаточно широко распространенным проявлениям габбро-монцит-сиенитового формационного типа, относятся интрузивные комплексы, существенно состоящие из сиенитов и граносиенитов, преимущественно щелочных и с совершенно подчиненной ролью пород среднего и основного состава. Подобные комплексы могут быть объединены в существенно сиенитовый подтип (субформацию). Примерами этого подтипа являются известный интрузивный комплекс грабена Осло в Норвегии и так называемый столбовский сиенитовый и граносиенитовый комплекс окраин Минусинского межгорного прогиба.

Магматические породы Осло, по последним данным [Хольтедаль, 1957], имеют пермский возраст (рис. 42). Оседание грабена сопровождалось накоплением грубообломочных осадочных пород, а также массовым излиянием лав. Наиболее древние лавы имели основной состав (авгитовые порфиристы, лабрадоровые порфиристы, базальты), более молодые представлены известными ромбен-порфирами.

Интрузивные породы неизбежно широко распространены в грабене Осло. Они сильно разнообразятся по составу, хотя сиениты и граносиениты среди них решительно преобладают. Количественные соотношения (%) между различными интрузивными породами следующие:

Эссекситы	Осло	0,3	Лардалисты	1,3
Акериты		1,0	Нордмаркиты	28,0
Кьелсциты		4,0	Экериты	16,1
Ларвикиты		32,8	Биотитовые граниты	16,5

Эссекситы Осло — это субщелочные породы, состоящие из андезина, титан-авгита и небольшого количества щелочных полевых шпатов, биотита, а также оливина. Залегают они в виде крутопадающих штоков или труб в тесной связи с обильными дайками камптонитов и бостонитов

Рис. 42. Геологическая карта грабена Осло и прилегающих районов [по Хольтедалю, 1957], схематизировано.

1 — граница грабена Осло; 2 — дайки ромбен-порфиров; 3 — драмменские граниты, кварцевые порфиры и аплиты; 4 — экериты, нордмаркиты и мелкозернистые сиениты; 5 — акериты, лардалисты; 6 — кьелсциты-ларвикиты; 7 — эссекситы; 8 — эффузивы; 9 — осадочные породы нижнего и среднего палеозоя; 9 — породы древнего фундамента.

Т а б л и ц а 22

Химический состав пород габбро-альбититового интрузивного комплекса Анзасского, Хайлеольского, Изых-Гольского месторождений

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,61	43,75	47,72	48,76	48,16	49,56	48,51	51,98
TiO ₂	1,37	3,57	1,97	1,99	0,44	1,33	2,21	2,08
Al ₂ O ₃	15,26	16,07	15,25	17,94	20,76	16,56	15,39	15,74
Fe ₂ O ₃	3,76	4,13	4,23	3,46	1,72	3,61	2,74	1,30
FeO	6,90	11,10	8,13	7,28	5,29	7,00	9,25	7,90
MnO	0,15	0,25	0,22	0,08	0,13	0,15	0,23	0,24
MgO	6,84	5,40	5,97	5,28	5,90	6,33	5,73	4,96
CaO	10,46	11,18	8,50	10,75	12,09	7,70	9,51	7,70
Na ₂ O	3,07	0,80	2,60	2,82	3,64	3,17	3,54	4,45
K ₂ O	0,60	2,54	0,83	0,48	0,72	0,68	1,39	1,28
P ₂ O ₅	0,17	0,55	0,45	0,11	0,23	0,34	0,44	0,49
П. п. п.	2,43	1,90	3,58	1,43	1,60	3,22	1,55	1,51
С у м м а . . .	100,62	101,24	99,45	100,38	100,68	99,65	100,49	99,63

О к о н ч а н и е т а б л. 22

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	41,80	63,96	63,46	67,95	68,80	46,90	44,58	44,56
TiO ₂	0,45	0,34	1,18	0,52	0,34	1,61	2,07	1,47
Al ₂ O ₃	12,02	19,52	15,46	14,22	15,03	16,48	15,58	15,25
Fe ₂ O ₃	3,12	0,55	3,10	3,60	1,58	3,12	3,21	1,91
FeO	7,73	1,49	3,23	1,88	1,96	8,33	10,05	11,76
MnO	0,23	0,01	0,05	0,04	0,04	0,20	0,26	0,24
MgO	18,60	3,84	1,85	0,82	1,33	7,73	6,51	10,91
CaO	7,71	2,69	5,48	1,88	1,90	10,44	11,25	10,09
Na ₂ O	0,89	6,80	7,40	7,32	7,14	2,69	2,59	2,34
K ₂ O	1,00	0,34	0,28	0,48	0,82	0,60	0,77	0,51
P ₂ O ₅	0,12	0,21	0,32	0,12	0,14	0,26	0,37	0,29
П. п. п.	4,76	0,38	0,66	0,44	0,45	1,80	3,02	1,17
С у м м а . . .	98,43	100,13	102,47	99,27	99,53	100,16	100,26	100,50

П р и м е ч а н и е. 1 — трахитоидное габбро; 2 — то же, по 2 анализам; 3 — габбро-диабаз, по 2 анализам; 4 — лейкократовое габбро, по 2 анализам; 5 — лейкократовое габбро; 6, 8 — диабаз; 7 — диабазовый порфирит, по 2 анализам; 9 — габбро-перидотит; 10 — мелкозернистый альбитит; 11 — альбитит-порфир; 12 — среднезернистый альбитит, по 3 анализам; 13 — альбитит-порфир, по 4 анализам; 14 — оливиновый диабаз; 15 — микродиабаз; 16 — троктолитовый долерит.

и представляют собой, по-видимому, остатки древних вулканов, лавы которых сохранились в виде порфировых покровов.

Более поздними являются интрузии кьелсосита — ларвикита, сиенитовых пород, состоящих из андезина (кьелсосит) или олигоклаза (ларвикит) и натрового ортоклаза. В ларвикитах иногда появляется нефелин, в других случаях — кварц. Цветные минералы представлены диопсидовым авгитом, иногда также ромбическим пироксеном, роговой обманкой, оливином и другими минералами. Жильными и эффузивными эквивалентами этих пород являются ромбен-порфиры, образующие обширные покровы. Очень близки к ларвикитам так называемые лардалиты представляющие собой уже собственно нефелиновые сиениты. Породы, описанные под названием акеритов, по химическому составу близки к кьелсоситам и ларвикитам, но они более тонкозернисты и иногда по облику подобны фельзитовым порфирам.

Нордмаркиты образуют самостоятельные крупные массивы к северу от Осло. Они состоят преимущественно из щелочных полевых шпатов с небольшим количеством кварца. Цветные минералы в более древних разновидностях представлены биотитом и роговой обманкой, в более поздних — эгирином и щелочной роговой обманкой. С нордмаркитовыми интрузиями связаны жильные сиенит-порфиры.

При возрастании содержания кремнезема эгириновые нордмаркиты переходят в экериты — своеобразные натровые граниты, состоящие из кварца, ортоклаза-микропертита и эгирина или щелочной роговой обманки. Жильные породы экеритового состава описаны под названием грорудитов.

Наконец, наиболее кислые представители комплекса — калиевые драмменские граниты, образующие самостоятельные интрузивные тела, и связанные с ними дайки и штоки кварцевых порфиров.

Наиболее молодыми породами грабена Осло являются диабазы и родственные им породы, залегающие в виде крутопадающих даек.

Исследования последних лет показывают, что интрузивы грабена Осло представляют собой собственно магматические образования. Для них характерны секущие контакты, часто встречаются кольцевые формы залегания интрузии. Характерна полная независимость состава интрузивных пород от состава вмещающих пород, что говорит об отсутствии ассимиляции.

С комплексом грабена Осло генетически связаны многочисленные и разнообразные, но большей частью небольшие, контактовые месторождения железных руд и жильные — серебра, кобальта, меди, свинца и цинка.

Столбовский интрузивный комплекс широко распространен на юге Красноярского края, где отдельные интрузивы преимущественно щелочно-сиенитового, нордмаркитового и щелочно-гранитового состава сосредоточены вдоль границы поднятия Восточного Саяна и девонских впадин — Рыбинской, Минусинской и др. Интрузивы залегают главным образом в древних нижнепалеозойских эффузивно-осадочных толщах, иногда прорывают эффузивы силура — нижнего девона, всюду подстилающие красноцветные девонские осадочные толщи, выполняющие в основном упомянутые впадины. Возраст интрузий столбовского комплекса определяется тем, что они прорывают толщу авгитовых и лабрадоровых порфиров, ортофиров и альбитофиров нижнего девона или силура, но галька их имеется в конгломератах среднего девона.

В районе г. Красноярска [Кузнецов, 1932] эффузивная толща девона сложена в основном авгитовыми и лабрадоровыми порфиритами, фельзитовыми порфиритами, ортофирами и альбитофирами, а также соответствен-

ного составами пирокластами. Ортофиры и альбитофиры количественно преобладают над эффузивами другого состава, будучи вместе с тем и наиболее юными представителями эффузивного комплекса.

Эта эффузивная толща прорезана рядом довольно крупных штоков сиенитов, обнаруживающих несомненную генетическую связь с наиболее поздними продуктами вулканической деятельности — ортофирами. Именно этими сиенитами сложены известные красноярские «Столбы». Преобладающим их типом являются нордмаркиты, состоящие на 90 % из индивидов анортоклаза или антипертита, промежутки между которыми заполнены кварцем, биотитом, уралитом, редко диопсидом или арфведсонитом. Иногда состав полевого шпата изменяется, и антипертит замещается кислым олигоклазом. Очень редко среди таких щелочных сиенитов появляются разности, обогащенные кварцем или самостоятельными зернами плагиоклаза и заслуживающие названия нормальных сиенитов и граносиенитов. В краевых частях интрузивов сиениты часто приобретают порфировую структуру и становятся очень похожими на наиболее раскристаллизованные разности ортофиров.

Наряду с сиенитами в составе столбовского комплекса обнаруживаются и более основные породы — авгитовые диориты и монцониты (близкие к эссекситам Осло), образующие небольшие штоки, залегающие, в частности, и в эффузивных ортофирах. С ними связаны олигоклазиты, обладающие трахитоидной структурой и состоящие из широких табличек олигоклаза, к которому примешивается немного биотита и диопсида.

Жильная фация сиенитовых интрузий обильна и разнообразна. Преобладают щелочные сиенит-порфиры с характерной розовой или кирпично-красной окраской, состоящие главным образом из анортоклаза; наряду с ними встречаются и такие разности, в которых наряду с анортоклазом присутствует олигоклаз, а также разности, в которых весь полевой шпат — и в выделениях, и в интерстициях — представлен олигоклазом.

Широко распространены афировые жильные породы в виде олигоклазовых микросиенитов и лампрофиров вогезит-сфессартитового ряда, состоящих из олигоклаза, роговой обманки и авгита, к которым примешиваются ортоклаз и кварц. Местами вся эта группа жильных пород пересечена тонкими дайками трахидолеритов.

Характерная для большинства пород столбовского комплекса миаролитовая текстура и рыхлое сложение, слабый контактовый метаморфизм и связь с эффузивами — все это говорит о резко гипабиссальной природе всего комплекса.

По восточной периферии Минусинского прогиба описан ряд сиенитовых и граносиенитовых массивов тождественного или близкого к столбовскому состава и возраста. К ним должны быть отнесены интрузивы Сайбар, Буровский и Бесь [Федоров, 1948], Сидоровский [Поляков, 1958]. Первые три сложены щелочными сиенитами и внедрившимися позднее кварцевыми сиенитами. К щелочным сиенитам Сайбарского и Буровского массивов приурочены тела нефелиновых пород. Интрузивы сопровождаются дайками диабазов, лампрофиров, порфиритов, сиенит- и гранит-порфиров. Аналогичным составом и строением обладает Сидоровский интрузив. Формирование их происходило в три стадии. В первую очередь внедрялись близкие к нордмаркитам кварцевые щелочные сиениты, затем щелочные граносиениты и щелочные граниты и, наконец, многочисленные дайки щелочных гранит- и сиенит-порфиров, альбитофиров и порфиритов.

Этот интрузивный комплекс некоторые исследователи рассматривают в качестве интрузивного эквивалента нижедевонских ортофиров и аль-

битофиров (плагиопорфиров) вулканогенной серии Минусинского прогиба, хотя имеются и возражения против этого [Лучицкий, 1960]. Подобного состава интрузивы, обычно мелкие, известны и в Кузнецком Алатау.

ФОРМАЦИЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ

Интрузивные комплексы преимущественно гранитового состава, явно связанные в пространстве и времени с липаритовыми эффузивными формациями, в природе достаточно широко распространены, причем с каждым годом, по мере уточнения истории развития складчатых областей, количество примеров проявления такого субвулканического гранитового магматизма увеличивается очень быстро. Так же как и другие формационные типы, объединяемые в описываемую здесь группу, субвулканические интрузивные комплексы гранитового состава проявляются весьма многообразно. Иногда они образуют небольшие тела, сформировавшиеся в приповерхностной обстановке и сложенные породами эффузивного облика. В других случаях они слагают интрузивы батолитовых размеров, и тогда отличить их от представителей формации батолитовых гранитов, описываемой в следующем разделе, оказывается очень трудно. Граница между этими формационными типами вообще становится в значительной мере условной. Во избежание недоразумений условимся к типу субвулканических гранитовых формаций относить только такие интрузивные комплексы, которые имеют существенно гранитовый (гранит-порфировый) состав, образовались в приповерхностной или гипабиссальной обстановке и образуют ту или иную связь с эффузивными липаритовыми комплексами. Мы увидим дальше, что в силу условий образования они обладают рядом специфических признаков, позволяющих отличить их от представителей формации батолитовых гранитов.

Петрографический состав субвулканических гранитовых формаций в отличие от только что описанных формационных типов очень прост и однообразен — в громадном большинстве случаев он ограничен серией гранит — щелочной гранит или гранит — аляскит. Более основные породы (гранодиоритового, диоритового, монцититового или габбрового состава) являются редкостью, причем они или образуют обособленные интрузивы ранних (догранитовых) фаз внедрения, или участвуют в сложении многофазных плутонов. Пегматиты встречаются, но относятся к простым слабо минерализованным типам и вообще нетипичны. Очень характерно широкое развитие так называемых даек второго этапа [Полквой, 1950], сложенных гранит-порфирами, диорит-порфиритами, диабазами и т. д. и сопровождающих почти любой гранитовый интрузив, принадлежащий к описываемому типу.

Также очень простой оказывается и минералогия этого формационного типа. Ведущими минералами выступают кварц и щелочной полевой шпат; последний может быть представлен анортоклазом (очень типичен), ортоклазом или микроклином. Широко развиты пертиты и антипертиты. Плагиоклазы, даже кислые, обладают тонкой зональностью. Темноцветные минералы представлены биотитом, иногда щелочными роговыми обманками; описаны граниты с фаялитом.

Все эти особенности минералогии и петрографии, конечно, обусловлены особенностями петрохимии. Характерен анхизтектический состав гранитов и соответственное кучное расположение векторов на диаграмме А. Н. Заварицкого. Обращают на себя внимание обычная пересыщенность пород глиноземом и значительное обогащение их калием.

Структура гранитовых пород сильно меняется в зависимости от условий кристаллизации. Они могут быть крупно- и грубозернистыми, часто с порфировидными выделениями полевых шпатов, но могут быть и порфировыми с тонко- и скрытокристаллической основной массой. Очень характерно широкое развитие графических структур и в порфировых, и в равнозернистых гранитовых породах. С приповерхностными условиями образования связываются обычное рыхлое сложение пород и миаролитовые текстуры.

Для формации субвулканических гранитов характерны дискордантные интрузивы чисто магматического происхождения. Особенно типичны штоки с крутыми контактами, воронкообразные и кольцевые интрузивы, трещинные дайкообразные тела и т. д. Почти всегда в них обнаруживается многофазность с явными интрузивными взаимоотношениями между продуктами последовательных фаз внедрения. Обильны ксенолиты вмещающих пород, пород более ранних фаз, а также обломки пород фундамента, вынесенные при поднятии магм с больших глубин. В громадном большинстве случаев ксенолиты остроугольны, в той или иной мере метаморфизованы, но без следов оплавления и сколько-нибудь заметной реакционной ассимиляции, что вообще характерно для приповерхностной и гипабиссальной фаций. Процессы ассимиляции на месте формирования илутона, по-видимому, вообще не свойственны данному формационному типу, да и всей описываемой здесь группе формаций, но механическая контаминация ксенолитами и микроксенолитами распространена очень широко. Точно так же и контактовый метаморфизм боковых пород обычно проявлен слабо — в виде нормальной роговиковой перекристаллизации. Контактный ореол не широк и метасоматические процессы в экзоконтакте почти не заметны, хотя скарны изредка и встречаются.

Из-за однообразия и простоты состава данного формационного типа нет необходимости выделять внутри него какие-либо подтипы (или, соответственно, субформации). Но нужно иметь в виду, что выделение субвулканической гранитовой формации в ряду других, близких по составу формационных типов в значительной степени условно. От всех близких формационных типов и подтипов субвулканическую гранитовую формацию относительно легко отличить по особенностям петрографического состава — решительному преобладанию во всех конкретных магматических комплексах, принадлежащих к этому формационному типу, калиевых гранитов (нормальных, аляскитовых, щелочных). Гораздо труднее провести границу между типом субвулканических гранитовых формаций и батолитовыми гранитовыми формациями, так как петрографический состав тех и других может быть совершенно одинаковым. Несомненно, что отличительные их особенности определяются различными условиями и механизмом образования. При интрузиях субвулканических гранитов ведущими являются чисто механические и, может быть, тепловые процессы. Плутоны завоевывают себе пространство преимущественно механическим внедрением пластических масс, сопровождающимся раздвиганием стенок камеры, поднятием или, в других случаях, механизмом кальдерообразования. В некоторых случаях предполагается активное проплавление кровли перегретой магмой. При таком механизме завоевания пространства делаются понятными обилие ксенолитов и вместе с тем незначительная роль ассимиляционных процессов (на месте) и соответственно — гибридных пород.

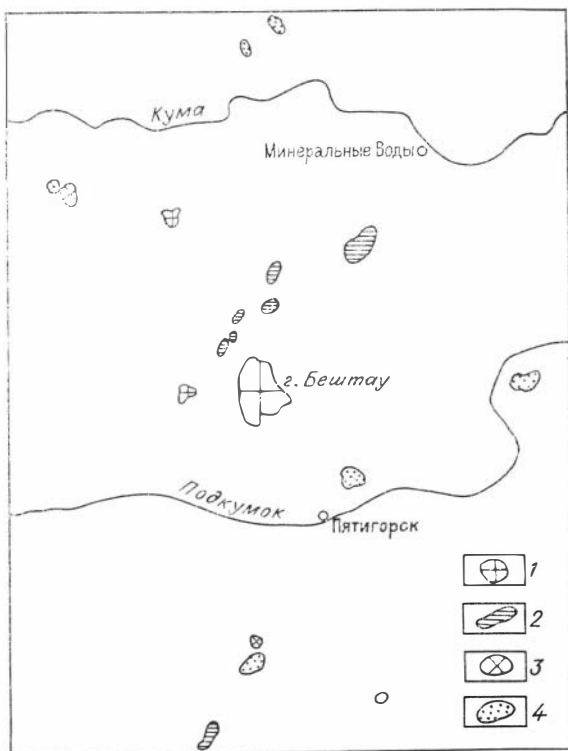
Интрузивы батолитовых гранитов являются, в общем, более глубинными образованиями. В становлении их ведущую роль играют химические и физико-химические процессы метасоматоза и магматического замещения, а отсюда и массовое развитие контактово-реакционных процессов, в част-

Рис. 43. Схематическая карта неогеновых интрузивов района Кавказских минеральных вод [по Соболеву и др., 1959].

1 — гранит-порфиры; 2 — граносиенит-порфиры, 3 — кварцевые сиенит-порфиры, 4 — криптоинтрузия.

ности явлений ассимиляции, приводящих к крайне широкому развитию гибридных пород в экдоконтактах и разнообразных метасоматитов в экзоконтактах.

В общем же разнообразие состава интрузий субвулканических гранитов определяется в основном составом субстрата, в котором возникает очаг магмообразования, процессами ассимиляции и дифференциации в этом глубинном очаге, а также многофазностью магматических комплексов и отдельных интрузивов. Что касается разнообразия состава интрузий



батолитовых гранитов, то оно обуславливается преимущественно контактово-реакционными процессами и процессами магматического замещения, протекающими на месте образования и размещения плутона. Большинство исследователей субвулканических гранитовых интрузий в противоположность тому, что мы наблюдаем в интрузиях батолитовых гранитов, подчеркивают независимость состава интрузивных пород эндоконтакта от состава соседствующих с ними вмещающих пород.

Эти различия в общем характере субвулканической гранитовой формации и формации батолитовых гранитов, по-видимому, определяются, в конечном счете, положением очага магмообразования относительно земных оболочек.

Полезные ископаемые, связанные с формационным типом субвулканических гранитовых интрузий, — это преимущественно месторождения олова, вольфрама и молибдена в виде грейзенов, кварцево-касситеритовых и сульфидно-касситеритовых с вольфрамитом и молибденитом жильных месторождений, а также полиметаллические месторождения.

Неогеновый гранит-порфировый комплекс района Кавказских Минеральных Вод может служить хорошим примером вулканогенной гранитовой формации, хотя в данном случае связь с одновременными эффузивами (наиболее древними излияниями Эльбруса) только предполагается. По последним данным [Соболев и др., 1959], минераловодские интрузивы залегают в горизонтально лежащих осадочных породах, представленных известняками, мергелями, песчаниками и глинистыми породами, отлагавшимися в течение мела, палеогена и миоцена (рис. 43). Интрузивы сформированы на глубине 1—2 км в миоцене и в настоящее время вскрыты эрозией на глубину не больше 200 м. Некоторые из них до сих пор не выходят на дневную поверхность. Анализ материалов по геологии интрузивов по-

Средние числовые характеристики по трем группам пород интрузивов Минераловодского района [по Н. Д. Соболеву и др., 1959]

Породы	Q	a	c	b	s	f'	a'	m'	c'	n	a/c	Количество анализов
Гранит-порфиры	26	16,5	1,1	2,4	80,0	48	22,6	14	10	59	17	52
Граносиенит-порфиры	21	16,7	1,4	4,2	77,6	47	8,4	34	11	51	12	14
Кварцевые сиенит-порфиры	12	17,0	0,8	9,0	73,3	31	0	45	24	44	20	7

казал, что они являются дискордантными телами типа бисмалитов, сформированными в результате одного или нескольких внедрений магмы в камеру интрузии, причем промежутки времени между внедрениями были достаточными для полной кристаллизации каждой более ранней фазы внедрения магмы. Многофазность интрузий доказывается наличием закаленных краевых фаций (часто с ориентированными структурами и текстурами в породах каждого внедрения магмы); срезанием текстурно-структурных элементов пород ранних внедрений магмы породами поздних ее внедрений; наличием автоксенолитов и автобрекчий, состоящих из обломков пород ранних внедрений и т. д.

Горные породы всех интрузивов являются порфировыми и определяются как гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры. Основная масса этих пород состоит из кварца и полевого шпата. Порфировые выделения: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, диопсид, роговая обманка и биотит. Количественные отношения между ними вообще меняются, но остаются постоянными для продуктов одной и той же фазы внедрения, что указывает на отсутствие дифференциации в камере плутона. Вкрапленники полевых шпатов с высокотемпературными свойствами являются плагиоклазами (№ 8—18) и анортоклазами состава $Or_{80}Ab_{20}$ до $Or_{50}Ab_{50}$. В автометаморфическую стадию были образованы сфен, апатит, биотит, альбит, рудные минералы, хлорит, флюорит, иногда турмалин, топаз и другие более редкие минералы.

Имеется большое количество химических анализов пород минераловодских интрузивов, по которым и выделяются три упомянутые выше группы пород, связанные взаимными переходами. В табл. 23 и 24 даны только средние числовые характеристики по А. Н. Заварицкому для главных типов пород и средний модалый состав для этих же типов, вычисленный по их химическим анализам.

Таблица 24

Количественно-минеральный состав пород интрузивов Минераловодского района

Породы	Плагиоклаз		Калишпат		Кварц		Цветные		Аццесорные	Основная масса
	вкрапленники	основная масса	вкрапленники	основная масса	вкрапленники	основная масса	вкрапленники	основная масса		
Гранит-порфиры	5,2	33,6	9,4	18,5	0,8	25,5	1,8	1,1	0,7	3,5
Граносиенит-порфиры	1,9	33,2	10,2	20,4	0,4	21,4	5,9	0,5	0,6	2,7
Кварцевые сиенит-порфиры	1,7	26,6	3,7	33,6	—	17,9	9,7	0,6	2,2	4,0

Состав главных типов пород и взаимоотношения между продуктами последовательных фаз внедрения говорят о наличии дифференцированного питающего глубинного магматического очага, из которого последовательно поступали порции магмы различного состава. Процессы дифференциации и ассимиляции на месте не играли существенной роли, о чем, между прочим, говорит и присутствие остроугольных ксенолитов из пород толщи домезозойского фундамента, не обнаруживающих признаков оплавления или ассимиляции. Контактные изменения во вмещающих осадочных породах мезо-кайнозоя выражаются только в спеканиях глинистых пород и песчаников и в образовании в карбонатных породах таких минералов, как гранат, датолит, флюорит, в виде отдельных зерен и микроскопических прожилков. Общая ширина контактового ореола составляет несколько десятков сантиметров или несколько метров.

Примером описываемого формационного типа может служить комплекс близповерхностных интрузий Уйменского межгорного прогиба в Горном Алтае, описанный В. С. Домаревым и Е. Б. Высокоостровской [1959]. Уйменский прогиб выполнен пестроцветными эффузивно-осадочными толщами девона, глубоко погруженными относительно окружающих ее складчатых структур рифея и кембрия. Эффузивная деятельность, по данным И. П. Белостоцкого [1955], в пределах Уйменского прогиба началась со второй половины живецкого века. В это время в западной части прогиба образовалась толща кислых эффузивов мощностью до 1500 м, состоящая из фельзитов, фельзит-порфиров, альбитофиров, кварцевых альбитофиров и соответственных пирокластов, среди которых изредка встречаются пачки осадочных пород, а также порфиритов и их туфов. На границе среднего и верхнего девона вулканическая деятельность перемещается в северную, восточную и центральную части прогиба, где в это время накапливается существенно пирокластическая толща основного состава.

Гранитоиды близповерхностных интрузий представлены небольшими по площади телами в форме штоков, даек (рис. 44). Встречаются также согласные пластовые тела в эффузивно-осадочной толще среднего девона, и в этом случае они с трудом отличаются от эффузивных образований. Площадь их выходов на дневную поверхность измеряется несколькими квадратными километрами; изредка она достигает десятков квадратных километров. Дайки имеют различную мощность — от 1,5—2,0 до 200 м, чаще всего 10—15 м. Контактный метаморфизм близповерхностных интрузий проявляется в узкой зоне, ширина которой измеряется дециметрами или несколькими метрами, при этом породы вмещающей эффузивно-осадочной толщи несут на контактах следы перекристаллизации с образованием роговиковых структур. Реже наблюдаются скарирование и эпидотизация.

Сложены интрузии породами порфировой структуры. Окраска их кирпично-красная, желтая и розовато-серая. Наиболее распространенными разновидностями гранитоидов этих малых интрузий являются микропегматитовые и псевдосферолитовые гранит-порфиры, реже встречаются фельзитовые гранит-порфиры, гранофиры и граносиенит-порфиры. Порфировые выделения достигают 1,0—1,5 см; среди них различимы плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц. Темноцветные минералы в составе порфировых выделений встречаются реже. Для многих массивов характерно зональное распределение пород. Центральные их части сложены более раскристаллизованными разновидностями, содержащими обильные порфировые выделения и имеющими хорошо раскристаллизованную микропегматитовую или микрографическую структуру основной массы. В цен-

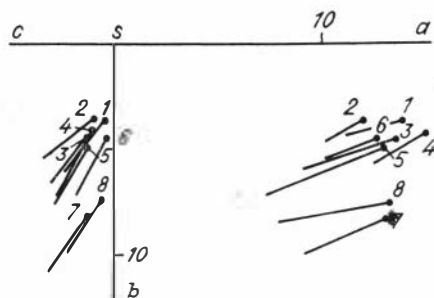
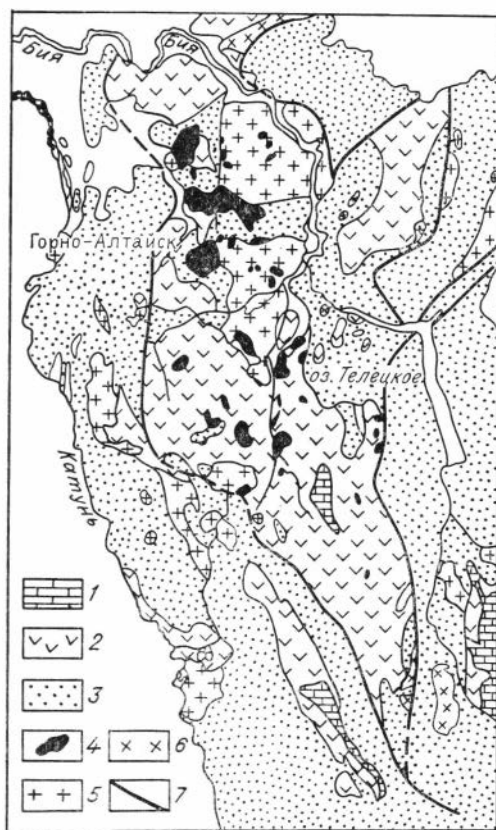


Рис. 45. Диаграмма химических составов магматических пород Уйменского прогиба.

Рис. 44. Схема распространения среднедевонских близповерхностных интрузий Уйменского прогиба [по Домареву и Высокоостровской, 1959].

1 — пестроцветные осадочные толщи (D_2-D_3); 2 — эффузивно-осадочная красноцветная формация; 3 — додевонские осадочные и эффузивно-осадочные толщи; 4 — гранит-порфиры, граптофиты, граносиенит-порфиры (близповерхностные интрузии); 5 — гранитоиды Горно-Алтайского комплекса; 6 — гранитоиды не установленного возраста; 7 — границы Уйменского прогиба.

тральных частях более крупных массивов встречаются даже мелкозернистые граниты. В краевой зоне интрузивов количество и размеры порфировых выделений уменьшаются и иногда они исчезают совсем, а основная масса приобретает фельзитовую или псевдосферолитовую структуры.

Гранит-порфировые породы различных массивов обладают очень близким химическим составом, как это показывают табл. 25 и диаграмма рис. 45. Для большинства пород характерны значительная перенасыщенность глиноземом и повышенная щелочность, причем по этим параметрам они занимают как бы промежуточное положение между нормальными и щелочными гранитами; все породы очень бедны полевошпатовой известью и относительно богаты фтором.

В. С. Домарев и Е. Б. Высокоостровская [1959] особенно подчеркивают близость петрографического и химического состава среднедевонских эффузивных и интрузивных пород Уйменского прогиба, выражающуюся, между прочим, в одинаковом наборе элементов примесей, среди которых ведущими оказываются Si , Rb , Mo , Ba .

С интрузиями описанного комплекса связывается и характерный комплекс рудопоявлений, представленный сульфидно-флюоритовыми и галенит-баритовыми жилами, а также вкрапленными медно-молибденовыми рудами в зонах окварцевания и серицитизации.

Граниты серии Уайт-Маунтин в штатах Нью-Гемпшир и Вермонт [Тернер, Ферхуген, 1961]. Серия интрузивных и вулканических пород, вероятно миссисипского возраста, развита в центральной и северной частях штата Нью-Гемпшир и прилегающих частях штатов Вермонт и Мэн.

Химический состав среднедевонских магматических пород Уйменской депрессии [по Домареву, Высокоостровской, 1959]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	75,51	76,02	73,31	71,78	74,56	75,67	70,68	72,34
TiO ₂	0,15	0,10	0,23	0,30	0,07	0,15	0,09	0,27
Al ₂ O ₃	12,44	11,31	14,10	14,00	14,37	11,45	14,63	14,66
Fe ₂ O ₃	1,65	1,82	0,92	1,18	—	2,39	1,06	1,08
FeO	1,00	1,23	0,95	1,57	1,54	1,11	3,17	1,82
MnO	0,10	Сл.	0,06	0,05	—	0,04	—	0,06
MgO	0,19	0,21	0,44	0,42	0,59	0,25	0,87	0,50
CaO	0,45	0,86	1,19	0,98	1,11	0,40	1,11	0,57
Na ₂ O	3,70	2,40	4,08	3,90	3,87	3,95	3,80	3,86
K ₂ O	4,37	4,95	3,51	4,68	3,55	3,12	3,67	3,76
H ₂ O	0,20	1,15	0,19	0,19	0,24	0,49	0,24	0,27
P ₂ O ₃	0,01	Сл.	0,01	0,03	—	0,02	Сл.	0,10
П. п. п.	0,39	0,53	1,07	0,92	0,40	0,98	0,74	0,85
С у м м а . . .	100,16	100,58	100,06	100,00	100,30	100,02	100,06	100,14

Примечание. 1 — гранофировый гранит-порфир, по 2 анализам; 2 — гранофир, по 2 анализам; 3 — псевдосферолитовый гранит-порфир, по 4 анализам; 4 — микрогматитовый гранит-порфир, по 4 анализам; 5 — гранит-порфир; 6 — фельзитовый гранит; 7 — кварцевый сиенит-порфир; 8 — граносиенит-порфир, по 3 анализам.

В этой области Аппалачей отложения силура и девона были собраны в складки и метаморфизованы в позднем девоне и в тоже время прорваны большими телами гранитов и гранодиоритов. После значительного размыва имели место экструзии и интрузии магмы уайт-маунтинской серии (рис. 46).

В настоящее время эта серия состоит из остатков ранее очень мощных накоплений риолитовых, андезитовых и базальтовых лав и соответственных пирокластов, а также большого количества интрузивных штоков и кольцевых даек различных, но главным образом кислых, интрузивных пород, иногда обладающих повышенной щелочностью. Преобладают биотитовые граниты и иногда щелочные грапиты с рибекитом или гастингситом (78 % площади). Сиениты и кварцевые сиениты слагают до 20 %, и только около 2 % приходится на долю щелочных сиенитов, монцонитов, кварцевых диоритов, диоритов, норитов и габбро. Преобладающие биотитовые граниты и кварцевые сиениты по химическому составу совершенно идентичны эффузивным кварцевым порфирам и трахитам.

Т а б л и ц а 26

Химический состав интрузивных и эффузивных пород района Уайт-Маунтин

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
Биотитовый гранит (4 анализа)	72,5	0,4	13,7	0,7	1,3	0,1	0,2	1,1	4,0	5,0	0,6	0,3	99,90
Кварцевый порфир (3 анализа)	73,7	Не опр.	12,7	1,3	1,4	0,4	—	0,7	3,8	5,5	0,4	0,1	100,00
Кварцевый сиенит (2 анализа)	65,2	0,7	16,8	1,3	2,7	0,3	0,4	1,7	4,7	5,3	0,7	0,1	99,00
Трахит	65,05	0,25	16,80	4,97	1,12	Сл.	0,20	1,68	3,94	5,22	0,30	0,45	100,97

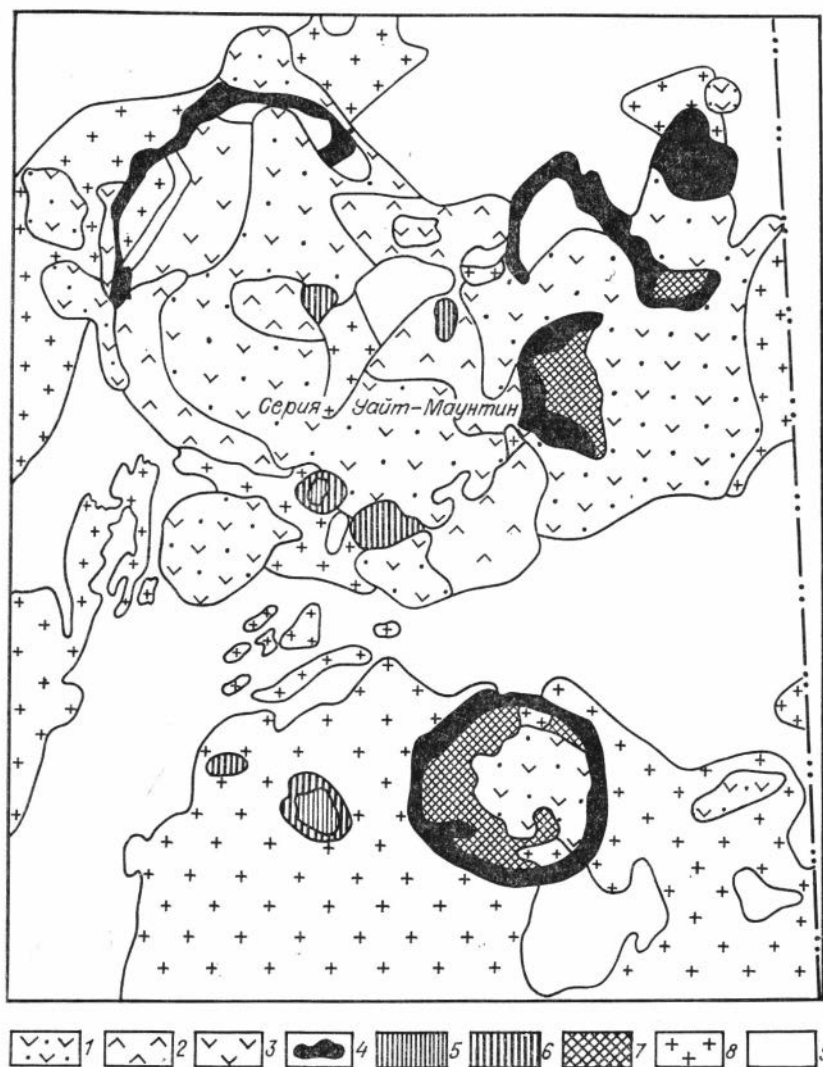


Рис. 46. Эффузивно-интрузивная серия Уайт-Маунтин [Buddington, '1959].

1—7 — магматиты карбона (С): 1 — биотитовый гранит, 2 — гранит с гастингситом, фаялитом и геденбергитом, 3 — гранит-порфир, 4 — кварцевый сиенит, 5 — сиенит, 6 — нефелиновый сиенит, 7 — потоки, туфы, брекчии (риолиты, базальты, андезиты и трахиты); 8 — кварцевые монцониты и кварцевые диориты (D_3), 9 — слюдяные кварциты и слюдяные сланцы (D_1 —S).

Эта особенность, а также резкие контакты и широкое развитие кольцевых интрузий говорят о том, что интрузивные тела были образованы внедрением подвижной жидкой магмы. Порядок интрузий: от основных к кислым с преобладанием биотитовых гранитов на последней стадии. На основании изучения одного сложного гранито-сиенитового штока, принадлежащего к этой серии (в горах Аскутней в штате Вермонт), Р. Дэли в свое время создал известную теорию образования гранитовых интрузий в результате обрушения кровли. Последние исследования не дали материала для каких-либо серьезных возражений против этой гипотезы, но более вероятным является механизм кальдерообразования — оседания очень больших блоков с заполнением освободившегося пространства магмой.

С другой стороны, гипотеза активной инъекции магмы была отброшена как не совместимая с полевыми наблюдениями.

Верхнемеловые и палеогеновые граниты Охотского побережья и Приморья. В пределах Охотского тектономагматического пояса, по Е. К. Устиеву [1959], андезитовый наземный вулканизм, сопровождающийся «охотскими» существенно гранодиоритовыми интрузиями нижнего мела, сменился в верхнем мелу массовыми излияниями кислых лав липаритовой формации, в связи с которыми находятся и гипабиссальные интрузии лейкократовых гранит-порфиров с оловянной и редкометалльной минерализацией. Интрузивные массивы редко достигают крупных размеров. Формировались они чаще всего в один этап. В многофазных интрузиях наблюдаются последовательные фазы внедрения нормальных, субщелочных и щелочных гранитов.

В центральной части Сихотэ-Алиня аналогичный кислый магматизм проявился примерно в то же время. При характеристике габбро-диорит-гранодиоритового формационного типа упоминался гранитовый комплекс верхнемелового (датского) возраста, тесно связанный с предшествовавшими ему липаритовыми излияниями. Но в юго-восточной части Дальневосточного Приморья гранитовые интрузии (Приморские гранитоиды) субвулканического типа появились позже — в палеоцене. Здесь, так же как и в Центральном Сихотэ-Алине, гранитовым интрузиям предшествовали небольшие интрузии кварцевых габбро-монцитов, кварцевых монцитов, кварцевых диоритов и сиенит-диоритов.

Ф. К. Шипулин [1957] для Южного Приморья предложил следующую схему мезо-кайнозойского магматизма:

- 1) толща порфиритов, их туфов и туфобрекчий — сенон (?);
- 2) кварцевые порфиры, альбитофиры, плагиопорфиры, ортофиры (ольгинская толща) — верхний мел — начало палеогена.
- 3) интрузии диоритов, кварцевых диоритов, габбро, кварцевых монцитов и пр. (первая интрузивная фаза приморских гранитоидов) — палеоцен;
- 4) андезиты, порфириты, дациты и их туфы — низы палеогена;
- 5) интрузии гранитов, гранодиоритов и пр. (вторая интрузивная фаза приморских гранитоидов) — палеоцен;
- 6) малые интрузии гранодиорит-порфиров, порфиритов, лампрофиров (третья интрузивная фаза приморских гранитоидов) — эоцен (?);
- 7) интрузия щелочных и субщелочных гранитов (четвертая интрузивная фаза приморских гранитоидов) — эоцен (?);
- 8) континентальные обломочные отложения с туфами кислого состава (эоцен — олигоцен);
- 9) липариты, обсидианы и их туфы — олигоцен — миоцен;
- 10) базальты, андезито-базальты — конец неогена — начало четвертичного периода.

Как видим, в этой схеме нет такой ясной связи и последовательности в характере эффузивного и интрузивного магматизма, как это можно было видеть во многих других примерах. Намечается даже обратная последовательность: эффузивы появляются позже соответствующих им по составу интрузивов.

Интрузивы первой фазы распространены ограниченно и имеют форму небольших штоков и даек. Они сложены комплексом гибридных пород, меняющихся по составу от габбро до гранодиорита. По мнению Ф. К. Шипулина [1957], эти интрузивы образовались в значительной степени путем проплавления вмещающих песчано-сланцевых пород, которые испытывали сильную переработку в экзоконтакте; они образуют многочисленные сильно измененные ксенолиты в теле плутона.

Со второй интрузивной фазой связаны многочисленные массивы гранитоидов, занимающих площади, измеряемые десятками, а иногда несколькими сотнями квадратных километров. Возраст их определяется тем, что они рвут ольгинскую толщу кислых эффузивов и метаморфизуют интрузивные породы первой фазы.

В сложении этих массивов, например Судзухинского, принимают участие несколько типов гранитов. Характерны розовые лейкократовые граниты, отличающиеся содержанием большого количества пегматоидных шлиров, миаролитовой текстурой и микропегматитовой структурой, высоким содержанием кварца и калиевого полевого шпата и незначительным количеством биотита. В Судзухинском массиве такие граниты слагают центральную его часть. Здесь розовато-серые граниты образуют кольцообразную зону, занимающую около половины площади массива. К центру штока они постепенно переходят в розовые, а к периферии — в серые гибридные граниты и гранит-порфиры краевой фации. Этот тип гранитов отличается несколько большим содержанием плагиоклаза и биотита, отсутствием графических структур и наличием многочисленных ксенолитов более древних интрузивных пород основного и среднего состава.

Серые гибридные граниты образуют широкую полосу вдоль юго-западной окраины Судзухинского массива. Они разнообразны по внешнему виду и составу. Наиболее типичны серые крупнозернистые порфировидные граниты, среди которых участками встречены аплитовидные граниты, среднезернистые серые биотитовые граниты, темно-серые гранодиориты, биотит-роговообманковые граниты, анхимономинеральные олигоклазиты и микроклиниты и т. д. Эти породы являются сегрегационными образованиями и образуют шлиры и жилы. Серые гибридные граниты изобилуют ксенолитами основных и средних пород. Минеральный состав гранитов непостоянен. Наиболее распространенный тип характеризуется примерно равным количеством кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Гранит-порфиры и сопровождающие их аплиты, фельзиты и кварцевые порфиры слагают краевые части массива, представляя собой закаленную фазу гранитовых пород, и частично образуют дополнительные инъекции в гранитах.

Очень важную роль в сложении Судзухинского массива играют ксенолиты более древних изверженных горных пород типа роговообманковых диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов. Контакты ксенолитов чаще резкие, иногда вдоль контактов видна биотитовая оторочка шириной до 5 см. Породы ксенолитов несут ясные признаки перекристаллизации в твердом состоянии и замещения первичных компонентов породы биотитом, кварцем, микроклином и сопровождающими их аксессуарными и постмагматическими минералами. Так как не обнаруживается тяготения ксенолитов к экзоконтактам, делается вывод о том, что они были вынесены во время интрузии с глубины.

В качестве продуктов третьей фазы интрузивной деятельности Ф. К. Шипулин рассматривает комплекс дайковых («малых») интрузий. Последние не обнаруживают прямой пространственной связи с крупными массивами гранитоидов, однако часто размещаются в зоне экзоконтакта последних. Большинство дайковых интрузий, по Ф. К. Шипулину, образовалось после гранитов второй фазы, но раньше миаролитовых гранитов четвертой фазы. Петрографический состав их весьма разнообразен. Преобладают кварцевые плагиоклазовые и кварцевые диоритовые порфиры, спессартиты и микродиориты. Реже встречаются единиты, диабазы и

Рис. 47. Диаграмма химических составов пород комплекса Приморских гранитоидов.

диабазовые порфиры, а из более кислых — гранодиорит-порфиры и реже гранофиры и гранит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, бостониты и бостонит-порфиры. В петрохимическом отношении породы этих малых интрузий не обнаруживают зависимости от состава предшествующих гранитовых интрузий и, вероятно, связываются с основными магмами.

После образования многочисленных малых интрузий уже в верхне-

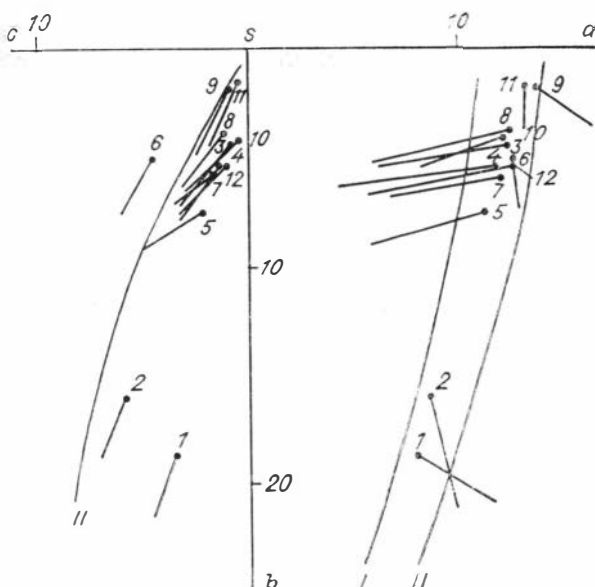
третичную эпоху в ряде участков юго-восточного Приморья произошло внедрение в верхние горизонты коры небольших интрузивов щелочных и щелочно-земельных гранитов (четвертой фазы). Для интрузивов характерны куполообразная форма, анорогенная обстановка формирования, наличие шпирообразных пегматитовых обособлений с фаялитом, широкое развитие пегматоидных и графических структур и полное отсутствие ксенолитов более основных пород.

Относительное распространение продуктов последовательных фаз внедрения иллюстрируют следующие подсчеты Ф. К. Шипулина. Площадь, занятая интрузивами первой фазы, составляет по отношению к общей площади всех третичных интрузивов — 0,7 %, второй фазы — 96,4, третьей фазы — 0,8, четвертой — 2,1 %.

Химический состав пород первой, второй и четвертой фаз иллюстрируется табл. 27 и рис. 47. Обращает на себя внимание близость составов всех пород второй и четвертой фаз, в частности типичные для них пересыщенность глиноземом и сравнительно высокое отношение калия к натрию. Интересно, что все породы комплекса отличаются пониженными значениями характеристики a и одновременно s по сравнению с нормальными типами щелочно-земельных эффузивных пород, например с типом Лассен-Пик.

С приморскими гранитоидами связаны месторождения цветных металлов: непосредственно с гранитами — оруденелые касситеритом и вольфрамитом миаролитовые граниты и грейзены, а также кварцево-вольфрамитовые жилы и редкие кварцево-флюоритовые и кварцево-кальцитовые жилы с сульфидами железа, свинца и цинка; с упомянутыми малыми интрузиями — парагенезис месторождений касситерито-сульфидной, касситерито-хлоритовой и скарновой полиметаллической формации.

К описываемому формационному типу, по-видимому, может быть отнесен и такой гранитовый интрузивный комплекс как **позднекаледонский (второй девонский) гранитовый комплекс Бетпак-Дала**, описанный В. С. Коптевым-Дворниковым, О. С. Полквой, Н. Г. Марковой и др. [1960], хотя его и отличают многие черты интрузий батолитового типа. Например, в нем отсутствуют догранитовые интрузивные фазы основных



Химический состав пород комплекса приморских гранитоидов [по Шипулину, 1957]

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	58,36	59,60	76,37	76,37	72,17	67,57
TiO ₂	—	0,53	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	16,50	15,16	13,20	13,98	15,46	16,00
Fe ₂ O ₃	2,00	2,42	0,68	0,14	0,41	1,43
FeO	5,57	4,22	0,86	0,64	2,14	2,58
MnO	0,85	0,09	0,02	Не опр.		—
MgO	2,35	4,62	0,32	0,35	0,71	0,68
CaO	8,10	6,45	0,88	0,86	1,39	3,83
Na ₂ O	2,65	2,70	3,20	2,40	1,97	3,62
K ₂ O	1,29	1,84	4,06	4,90	5,18	3,15
H ₂ O	—	0,10	0,01	0,29	0,06	—
P ₂ O ₅	0,23	0,12	0,13	0,12	0,22	0,05
П. п. п.		1,44	0,52	0,38	0,52	0,71
С у м м а . . .	97,90	99,29	100,25	100,73	100,23	99,62

О к о н ч а н и е т а б л . 27

Компонент	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	73,38	76,51	78,69	76,69	78,72	74,89
TiO ₂	—	—	—	—	—	0,04
Al ₂ O ₃	14,48	13,63	10,91	11,75	11,34	14,35
Fe ₂ O ₃	1,42	0,64	0,70	1,55	0,45	0,62
FeO	1,37	0,20	1,08	1,39	0,86	0,78
MnO	0,04	0,01	Не опр.	0,02	—	0,04
MgO	0,34	0,35	0,18	0,39	0,20	0,47
CaO	1,59	1,03	0,43	0,48	0,45	1,03
Na ₂ O	3,28	3,17	4,05	2,87	4,56	3,39
K ₂ O	3,64	4,18	3,85	4,32	2,65	3,98
H ₂ O	—	—	—	—	—	0,20
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,04	0,09	0,20	0,03
П. п. п.	0,63	0,32	0,44	0,32	0,74	0,34
С у м м а . . .	100,23	100,11	100,37	99,87	100,17	100,16

П р и м е ч а н и е. 1 — кварцевый диорит; 2 — габбро; 3 — лейкократовый гранит, по 7 анализам; 4 — гранит-порфир, по 2 анализам; 5 — серый гибридный гранит; 6 — биотит-рогово-обманковый гранит, по 2 анализам; 7 — биотитовый гранит, по 2 анализам; 8 — аплит из дайки, по 2 анализам; 9 — щелочной гранит; 10, 11 — гранит; 12 — то же, по 2 анализам.

пород и достаточно широко проявляются контактово-реакционные процессы.

Интрузии «второго девонского интрузивного комплекса», по мнению авторов упомянутого исследования, завершают каледонский тектономагматический этап. Магма этих интрузий, проникая по разломам глубокого заложения, вторгалась в сильно дислоцированные осадочно-вулканогенные толщи кембрия и ордовика, прорывала и ассимилировала порфиры нижнего и альбитофиры среднего девона. В свою очередь эти интрузии в конце среднего или в начале верхнего девона были после значительного их размыва перекрыты липаритовыми порфирами. Таким образом, пространственная и временная связь с кислыми эффузивами здесь налицо, но связь несколько необычная — кислые эффузивы не предшествуют гранитам, а появляются несколько позже.

Интрузивные тела этого комплекса имеют крупные размеры, достигая 1500 км², вытянутую форму и явно трещинный характер. Сложены они преимущественно крупнозернистыми порфировидными калиевыми гранитами. Отклонения в сторону образования гранодиоритов и кварцевых сиенитов ничтожны и связаны с процессами контаминации материала более ранних основных пород. В некоторых интрузивах очень обильны ксенолиты предположительно эффузивных пород, приобретшие в результате контактово-реакционных процессов состав габбро, диорита, гранодиорита, хотя контакты ксенолитов с гранитом повсюду остаются резкими. Обильные жильные породы первого этапа, представленные мелкозернистыми гранитами, аплитами и пегматитами, но особенно широко развиты дайки второго этапа — гранит-порфиры, сиенит-порфиры, диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, габбро-порфиры и габбро-диабазы.

Авторы исследования считают эти гранитовые интрузии типично магматическими образованиями, дискордантными по отношению к вмещающим породам докембрийского фундамента, ордовика и силура, и обычно согласными по отношению к толщам нижнего и среднего девона. Поверхности контактов интрузивных тел довольно пологие, падающие в сторону от массивов. Внедрение магмы в большинстве случаев было одноактным, если не принимать во внимание дайки второго этапа, но в некоторых случаях наблюдались дополнительные интрузии гранитового же состава. Контактное их воздействие на вмещающие породы незначительно и проявляется в роговиковой перекристаллизации с появлением кучно располагающихся листочков биотита. Размеры контактовых ореолов даже вокруг крупных массивов не превышают 0,5 км. В результате постмагматических процессов были образованы небольшие жильные и штоковые месторождения молибдена с висмутом и вольфрамитом.

Примерно такую же картину дает так называемый **предушурабсайский интрузивный комплекс Северного Тянь-Шаня**, описанный Н. П. Васильковским [1952]. Этот интрузивный комплекс образовался в конце верхнего карбона сразу вслед за периодом очень напряженной вулканической деятельности, в результате которой был сформирован мощный Акташский вулканогенный комплекс, состоящий в основном (в средней и верхней его части) из лав и пирокластов липаритового состава.

В составе предушурабсайского комплекса Н. П. Васильковский объединяет тела диоритовых порфиритов, сиенит-диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов, образующие штоки с площадью выходов, измеряемой десятками квадратных километров, а также граниты арашанского типа, слагающие крупные массивы батолитовых размеров.

Более основные породы, включая гранодиориты, являются продуктами ранних фаз интрузивного процесса. В некоторых случаях гранодиориты

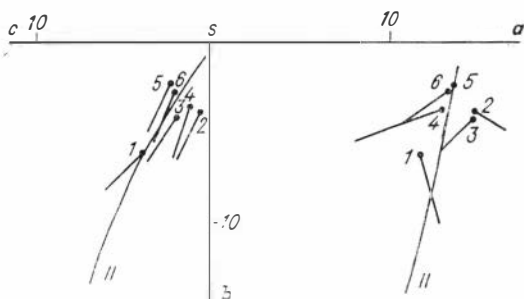
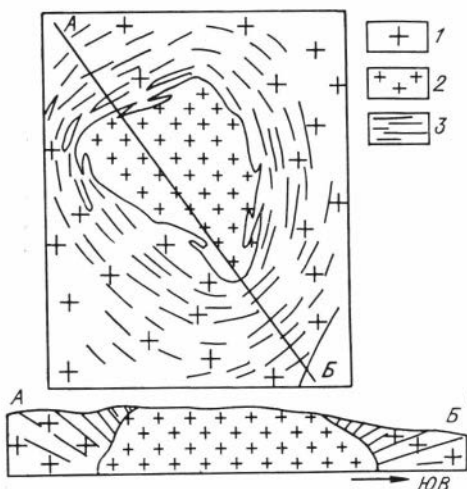


Рис. 49. Диаграмма химических составов пород Предшурабсайского интрузивного комплекса.

Рис. 48. Гранодиоритовый шток с коническими дайками; р. Акташ, южный склон Кураминского хребта [по Васильковскому, 1952].

1 — гранодиориты предакташские; 2 — гранодиориты кызылсайского типа; 3 — дайки гранит-порфира и кварцевого порфира (показаны схематически).

так называемого кызылсайского типа образуют типичные центральные интрузии, сопровождающиеся коническими дайками (рис. 48), представляя собой тип посттектонических интрузий, внедрившихся в готовые складчатые структуры. Наличие закаленных (микрогранитовых и гранит-порфировых) краевых фаций говорит о чисто магматической природе таких интрузивов.

Граниты арашанского типа являются более поздними. Это крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты с многочисленными шли-

Т а б л и ц а 28

Химический состав пород Предшурабсайского интрузивного комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	67,80	75,23	72,87	75,16	72,94	74,04
TiO ₂	0,49	0,33	0,12	0,09	0,06	0,10
Al ₂ O ₃	14,85	11,79	14,18	13,64	14,59	14,09
Fe ₂ O ₃	1,57	1,88	1,70	0,74	0,62	0,89
FeO	1,85	1,25	1,06	0,83	1,03	0,94
MnO	0,19	0,05	0,02	0,03	0,05	0,08
MgO	1,41	0,20	0,48	0,44	0,54	0,28
CaO	3,82	1,14	1,67	1,16	1,95	1,80
Na ₂ O	2,79	4,40	3,97	4,65	4,42	4,55
K ₂ O	4,03	3,35	3,82	2,32	3,30	2,51
П. п. п. +105°	0,68	0,42	0,38	0,50	0,63	1,03
До -105°	0,09	0,15	0,26	0,14	0,13	0,25
P ₂ O ₅	0,03	0,05	—	—	0,08	0,03
CO ₂	0,09	—	—	—	—	—
Валовая S + SO ₃	0,04	—	0,16	0,02	0,01	0,03
Сумма . . .	99,73	100,24	100,69	99,72	100,35	100,62

П р и м е ч а н и е. 1 — гранодиорит, по 4 анализам; 2 — биотитовый гранит, по 2 анализам; 3 — гранит, по 4 анализам; 4 — красный гранит, по 5 анализам; 5 — розовый гранит, по 2 анализам; 6 — микрогранит, по 2 анализам.

рами, переполненными темной слюдой, но в достаточной степени однородные. С ними связаны немногочисленные пегматитовые жилы и дайки гранит-порфиров.

Петрохимические особенности комплекса до некоторой степени иллюстрируют табл. 28 и диаграмма рис. 49, на которой можно видеть обычную пересыщенность глиноземом гранитовых пород и примерное соответствие состава гранитоидных пород кислым эффузивам петрохимического типа Лассен-Пик.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ

Прежде всего должны быть сделаны некоторые общие выводы, вытекающие из сравнительной характеристики описанных формационных типов.

1. В типичных случаях интрузивные комплексы обнаруживают тесную связь с близкими по составу и возрасту эффузивами.

Такая связь обусловлена, конечно, общностью магматических очагов. Поэтому происхождение интрузивных формаций описанного выше ряда вулканогенных эффузивных и интрузивных формаций нельзя рассматривать изолированно от вопроса о происхождении связанных с ними эффузивных формаций. К сожалению, работы, в которых при обсуждении происхождения конкретных интрузивных комплексов привлекался бы материал по связанным с ними эффузивам, являются редкостью. Даже в тех случаях, когда вывод о наличии такой связи между эффузивами и интрузивами по их стратиграфическим взаимоотношениям и петрохимическим особенностям буквально напрашивается, нередко автор исследования, следуя привычным и весьма распространенным, но в корне неверным представлениям о связи эффузивного и интрузивного процессов с различными формами тектогенеза, вступает в логическое противоречие со своими собственными наблюдениями и отрицает наличие такой генетической связи. В тех же случаях, когда интрузивный комплекс является несколько более юным, чем эффузивы, и сложен в целом породами более кремнеземистыми и более щелочными по сравнению с последними, часто заключение исследователя бывает совсем неожиданным. Так, существенно гранодиоритовые и гранитовые интрузии связываются с особой гранитовой или аляскитовой магмой, а происхождение эффузивов или совсем не обсуждается, или они связываются с андезитовыми или базальтовыми магмами, поскольку эффузивные формации в данном ряду имеют преимущественно андезитовый состав, причем в сложении их обычно присутствуют андезито-базальты и базальты. Вместе с тем установление связей между эффузивным и интрузивным процессами может дать особенно много для понимания истории развития глубинного магматического очага и механизма процесса магнеообразования, потому что именно в эффузивных сериях легче всего устанавливается последовательность извержений лав различного состава, являющаяся прямым отражением процессов глубинного магнеообразования, конечно, с поправкой на явления ассимиляции и дифференциации, осуществляющиеся на пути от очага к поверхности. В интрузивных же комплексах обычно фиксируются только средние и конечные или только конечные стадии развития глубинного очага, поэтому изучение одних только интрузивных комплексов в отрыве от эффузивов полной картины дать не может. Кроме того, последовательность внедрений в многофазных комплексах устанавливается нередко с трудом.

2. Описанные интрузивные комплексы имеют преимущественно чисто магматическое происхождение; процессы магматического замещения и даже

ассимиляция на месте образования плутона отсутствуют или большой роли не играют. Поэтому состав интрузивных комплексов от состава вмещающих пород не зависит, разнообразие их петрографического состава связывается в основном с многофазностью и определяется прежде всего направлением эволюции глубинного очага.

3. В громадном большинстве случаев эти интрузивные комплексы образуются в обстановке приповерхностной или гипабиссальной фации, хотя возможно образование их и в обстановке средних глубин. Типичны дайки и другие трещинные интрузии, а также пласовые залежи и, особенно, центральные интрузии различного типа. Все это разнообразие сводится в конечном счете к двум основным формам: диапир-плутонам (поднятие магмы под давлением) и «кальдера-плутонам» (пассивное перекачивание магмы в пространство, освободившееся при обрушении кровли).

4. Группа габбро-диорит-гранитовых формаций, так же как и базальт-андезит-липаритовая группа формаций, специфична только для долгоживущих подвижных (складчатых) областей и не свойственна устойчивым областям (океанические области, древние и молодые платформы), хотя она известна и в зонах активации последних. Группа эта всегда связана с образованием поднятий. Возникает она на очень разных стадиях развития подвижной зоны, начиная с первичных геосинклинальных поднятий внутри широкого геосинклинального прогиба (поднятий типа островных дуг), кончая общими поднятиями складчатых областей на поздних стадиях их окостенения (типа Тихоокеанского складчатого пояса в палеогене — неогене — антропогене), или даже в структурах типа срединных массивов. Соотношение ее с временем образования больших гранитовых интрузий батолитового типа может быть различным. Габбро-диорит-гранитовые комплексы могут быть добатолитовыми или — значительно чаще — послеплатитовыми. Синхронными с батолитовыми гранитами они, по-видимому, могут быть, но только в этом случае образуются они в иной, чем батолиты, структурно-фациальной зоне. Кроме того, эта группа формаций, так же как и эквивалентные ей эффузивные формации, явно связана с образованием крупных и глубоких разломов в достаточно жестких консолидированных структурах, преимущественно по окраинам поднятий (на границе с прогибами). В глубоко размытых складчатых областях интрузивные формации обычно пространственно разобщены с эффузивными, поскольку последние сохраняются от эрозионных процессов только в прогибах.

5. На первый взгляд может показаться странным, что в единую генетическую группу габбро-диорит-гранодиоритовых формаций объединены такие, казалось бы, различные и даже противоположные по составу ассоциации, как габбро-монцитовые и габбро-диоритовые комплексы со значительной ролью основных пород, с одной стороны, и комплексы существенно гранодиоритовые и даже гранитовые, с другой. Но приведенные выше примеры показывают, что такие ассоциации существуют и даже пользуются широким распространением. Закономерные связи между основными, средними, кислыми и иногда щелочными породами в них доказывают происхождение всех типов пород за счет магм, поступавших из одного и того же магматического очага. Но условия образования таких ассоциаций и особенно характер эволюции магматического очага, из которого поступили последовательные порции магмы, конечно, как-то должны быть расшифрованы.

Как можно было убедиться даже на ограниченном числе примеров, изменения состава конкретных магматических комплексов могут быть количественными и качественными, т. е. меняются или количественные

отношения между типами пород, слагающих комплексы, или же изменяется сам набор пород, т. е. качественный их состав. Главным признаком для выделения формационных типов, конечно, является признак качественного состава, и именно по этому признаку разделяются габбро-диорит-гранодиоритовый и габбро-монцонит-сиенитовый формационные типы. Признак количественных отношений может применяться для выделения более мелких классификационных подразделений — подтипов, или — иначе — субформаций. Но в некоторых случаях количественные изменения настолько велики, что существенно гранитовые ассоциации, отличающиеся от габбро-диорит-гранодиоритовых и иногда габбро-монцонит-сиенитовых формаций только решительным преобладанием гранитов, приходится возводить в ранг самостоятельной формации и выделять в качестве особого формационного типа.

6. Характерной особенностью всех трех формационных типов является их многофазность. В общем случае продукты первых фаз внедрения имеют основной состав, а все последующие все более и более кислый, т. е. характеризуют нормальный порядок внедрения. Но этот порядок нарушается в серии даек «второго этапа», в которых очень часто порядок инъекций оказывается обратным — от кислых к основным. Что касается возрастных взаимоотношений между различными формационными типами, то они оказываются более сложными. Формация субвулканических гранитов, прежде всего, не всегда может быть выделена из состава габбро-диорит-гранодиоритовой формации, которая в большинстве случаев имеет существенно гранодиоритовый состав и содержит большие массы гранитов. Но там, где она выделена и присутствует совместно с габбро-диорит-гранодиоритовой формацией, она всегда является более поздней по сравнению с последней. Габбро-монцонит-сиенитовая же формация в большинстве случаев оказывается пространственно обособленной и специфически связанной с участками подвижной зоны, обладающими более высокой консолидацией по сравнению с теми, в которых развиваются первых два названных формационных типа. Поэтому, в некоторых случаях она может оказаться одновременной, например, с габбро-диорит-гранодиоритовой формацией, залегающей в соседних более жестких структурах; в других же — оказаться значительно более поздней по сравнению с формацией субвулканических гранитов. Такими же или еще более сложными и менее ясными оказываются временные соотношения этих трех формационных типов с формацией батолитовых гранитов. Вся группа в целом чаще бывает послебатолитовой, но может быть и добатолитовой. В последнем случае формация субвулканических гранитов в благоприятной обстановке иногда может перерасти в формацию батолитовых гранитов и тогда она просто заменяется последней. Такая ритмика в магматическом процессе и подобные соотношения между упомянутыми формационными типами также должны найти себе объяснение, хотя заранее можно сказать, что смена конкретных магматических формаций во времени, так же как и характер последовательных инъекций в отдельных комплексах, конечно, связывается с эволюцией глубинных магматических очагов.

7. Специфичным для описанной группы формации является исключительное разнообразие генетических типов месторождений полезных ископаемых, связанных с объединяемыми в ней конкретными магматическими комплексами. Такие месторождения часто оказываются весьма концентрированными и крупными.

Вопрос о причине разнообразия эффузивных формаций в базальт-андезит-липаритовой группе был рассмотрен выше, и выводы, которые при этом были получены, могут быть приложены также и для объяснения

их интрузивных эквивалентов. Поэтому достаточно напомнить эти выводы. Разнообразие петрографического состава эффузивных и интрузивных формаций рассматриваемого ряда не может быть объяснено ни гипотезой дифференциации базальтовой магмы, ни смешением двух «родоначальных» магм — базальтовой и гранитовой, ни гипотезой дифференциального плавления базальтового субстрата. Значительно более вероятной является гипотеза глубинной ассимиляции базальтовой магмой кислых пород осадочно-гранитовой оболочки, сопровождающейся дифференциацией в промежуточных очагах, в процессе поднятия, в жерлах вулканов центрального типа и т. п. Вероятно, в связи с эволюцией подвижных зон сами очаги магмообразования перемещаются и захватывают не только базальтовый слой, но и корневые части складчатых структур. Эти представления о происхождении андезитовых вулканических серий в настоящее время являются общепринятыми. Иное дело с вопросом о происхождении их интрузивных эквивалентов, который толкуется разными исследователями по-разному. Достаточно сказать, что исследователи тех конкретных интрузивных комплексов, которые были приведены выше в качестве примеров, для объяснения особенностей их состава исходили из следующих допущений:

1) исходная магма базальтовая: разнообразие обусловлено дифференциацией (Патынский и Узасский интрузивы — С. С. Ильенко, В. Н. Довгаль; габбро-альбититовый комплекс Анзаса — Г. В. Поляков и др.; Когтахский габбро-монцонит-сиенитовый комплекс в Кузнецком Алатау — С. Л. Халфин);

2) исходная магма базальтовая: разнообразие связано с ассимиляцией пород, богатых кремнеземом и щелочами (раннегерцинские интрузии Байн-Аульского района в Казахстане — В. К. Монич);

3) исходная магма гранитовая: разнообразие связано с ассимиляцией основных пород (Предакташский интрузивный комплекс Северного Тянь-Шаня — В. П. Васильковский; приморские граниты — М. А. Фаворская, Ф. К. Шипулин; второй девонский интрузивный комплекс Бетпак-Дала — В. С. Коптев-Дворников);

4) исходная магма диоритовая (андезитовая): разнообразие вызвано ее дифференциацией (мезозойский интрузивный комплекс Малого Кавказа — Г. И. Керимов);

5) исходные магмы имеют различный состав, зависящий от положения глубинного магматического очага (верхнемеловой интрузивный комплекс Центрального Сихотэ-Алиня — Э. П. Изох и др.).

Как видим, противоречия очень велики и вместе с тем доводы большинства названных исследователей в пользу той или иной гипотезы кажутся основательными, а вся группа интрузивных формаций, несмотря на большую пестроту, представляется генетически тесно связанной. Очевидно, противоречия эти являются только кажущимися и легко устраняются, если принять гипотезу вертикального перемещения магматического очага и множественности составов магм, возникающих на разных стадиях его эволюции. Возможность возникновения очагов магмообразования внутри мантии, в базальтовой или гранитовой оболочках принималась очень многими исследователями, и такая возможность в настоящее время, по-видимому, никем не оспаривается. Некоторые исследователи допускали также возможность перемещения очага магмообразования в ходе его развития из одной оболочки в другую [Holmes, 1932; Кузнецов, 1941; Котляр, 1955; Соболев и др., 1955; Билибин, 1955]. Ю. А. Билибин особенно подчеркивал, что на разных этапах развития подвижных зон процессы магмообразования происходят в различных слоях земной коры

и перемещение области магматического питания из одной оболочки в другую закономерно связано с характером колебательных движений земной коры в отдельные этапы развития подвижного пояса. Вместе с тем Ю. А. Библибин для объяснения состава интрузивных серий, особенно характерных для ранних и поздних этапов развития подвижного пояса, широко привлекал гипотезу кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы.

Очень интересные соображения об обстановке и сущности магматических процессов при образовании описанных выше интрузивных серий Центрального Сихотэ-Алиня были высказаны Э. П. Изохом, М. М. Колмаком, Г. И. Наговской и В. В. Русс [1957]. По их мнению, при образовании интрузивных серий этой области процессы дифференциации и ассимиляции играли очень малую роль, главнейшие же особенности серий обуславливались последовательным перемещением (разрастанием) очагов магнеообразования из основного (базальтового) слоя сначала в пограничную область, а затем целиком в гранитовый слой. Представляется весьма вероятным привнос вещества в процессах магнеообразования из каких-то других, вероятно, более глубоких источников. Интрузии первой раннесенской фазы являются продуктами габброидных и диоритовых магм, возникших или за счет вещества базальтового слоя Земли, или уже в зоне влияния гранитового слоя. Не исключена возможность заражения исходной основной магмы во время ее поднятия веществом алюмосиликатных толщ верхних слоев Земли. Вторая фаза позднемезозойского магматического цикла характеризуется преобладанием монцититов и монцитит-гранодиоритов и связана с магмами, возникшими на более высоком уровне вследствие постепенного перемещения магматического очага вверх. Значительное же увеличение содержания калия в монцититах скорее всего связано с усилившимся притоком щелочей в виде «сквозьмагматических растворов» из глубоких частей Земли. В третью фазу позднемезозойского магматического цикла появляются интрузии граносенитов, гранодиоритов и гранитов. Это должно быть связано с перемещением магматического очага целиком в гранитный слой Земли; калиевый характер гранитов говорит о том, что привнос сквозьмагматическими растворами калия продолжался и во время образования гранитоидных магм. Четвертая фаза позднемезозойского цикла характеризуется внедрением даек различных порфиров, порфиритов и лампрофиров, появление которых связывается с угасанием и отступлением магматического очага или очагов.

Изложенная гипотеза была разработана для частного случая, но она, безусловно, может иметь общее значение, если сделать к ней некоторые дополнения.

Основными предпосылками для построения общей гипотезы магнеообразования в подвижных зонах являются следующие положения.

1. Наличие слоистого строения Земли по схеме: осадочно-метаморфическая (гранитовая) оболочка, базальтовая оболочка, мантия, ядро. Многие затруднения в объяснении процессов магнеообразования снимаются, если предположить, что верхняя часть мантии имеет эклогитовый или близкий к нему состав и что поверхность Мохоровичича отвечает скачку в фазовом состоянии субстрата базальтового состава, а не границе между базальтовым и перидотитовым слоем [Кеннеди, 1961].

2. Слоистое строение Земли является результатом гравитационной дифференциации первично гомогенного вещества Земли, выражающейся в поднятии легких элементов [Шмидт, 1950; Кропоткин, 1953; Белоусов, 1954].

3. Одно из проявлений общей гравитационной дифференциации — периодическое появление и поднятие потоков «сквозьмагматических раст-

воров» глубинного происхождения (из мантии), несущих наиболее легкие вещества — главным образом воду и щелочи [Коржинский, 1952, 1955, 1962], а также тепло.

4. Поднятие «сквозьмагматических растворов» становится возможным или во всяком случае очень сильно облегчается появлением глубинных разломов и вообще зон повышенной проницаемости, уходящих глубоко в вещество мантии.

5. Магмы могут иметь различный состав — возникают периодически в связи с тектоническими движениями за счет вещества разных слоев Земли [Кузнецов, 1955]. Состав возникающей магмы определяется в основном составом слоя или оболочки, за счет вещества которой она образуется. Но стимулятором плавления и магмообразования являются глубинные растворы, несущие тепло и плавни (легкоплавкие компоненты), причем значительный приток последних не может не изменить соответствующим образом состав возникающей магматической жидкости.

Пользуясь этими предпосылками, можно легко представить причины: 1) специфического состава магматических формаций подвижных зон и, в частности, формаций областей и эпох поднятий и 2) периодичности магматических процессов, проявляющейся в малом масштабе в образовании многофазных интрузий, а в крупном — в последовательной смене во времени магматических комплексов разного состава. Вместе с тем эти предпосылки позволяют представить себе и общую картину процессов магмообразования в пределах подвижных зон, а также и механизм образования эффузивных и интрузивных комплексов.

Прежде всего попытаемся разобраться в наиболее общих вопросах: 1) чем обусловлена специфика состава магматических формаций подвижных зон вообще и магматических формаций областей и эпох преимущественных поднятий в частности и 2) чем может быть обусловлена периодичность, выражающаяся в изменении состава последовательно образующихся и проникающих вверх порций магмы при образовании отдельных конкретных формаций и комплексов и в более крупном масштабе выражающаяся в последовательной смене одного формационного типа другим во времени и пространстве.

В самом деле, не может быть случайным то обстоятельство, что базальт-андезит-дацитовые, трахиандезитовые и липаритовые эффузивные и соответствующие им интрузивные формации, так же как и рассмотренная в следующей главе формация батолитовых гранитов, свойственны только подвижным областям и именно тем стадиям их развития, которые характеризуются сменой режима преимущественных погружений и осадконакопления режимом преимущественных поднятий и размыва воздымающихся горных сооружений. Эти формационные типы не характерны ни для океанических блоков, ни для древних платформ, они не свойственны и ранним стадиям развития геосинклиналей, и нет сомнений в том, что эти специфические черты магматизма обусловлены такими особенностями складчатых областей, которые не повторяются в областях иного структурного типа. В настоящее время имеется тенденция связывать магматическую деятельность подвижных областей, так же как и колебательные их движения, с жизнью глубинных разломов, уходящих в мантию и являющихся ослабленными зонами с повышенной проницаемостью, а следовательно — путями для поднятия легких продуктов глубинной дифференциации земного вещества и местами возникновения магматических очагов. Видимо, только в такой обстановке и могут протекать те сложные процессы взаимодействия этих легких продуктов, главным образом воды и щелочей, с веществом базальтового и осадочно-метаморфического (гранитового)

сложения с образованием магм основного, среднего и кислого состава, которые и являются «родоначальными» для всего многообразия эффузивных и интрузивных серий складчатых областей. Решающую роль должно играть именно сочетание этих условий: наличие базальтового и осадочно-метаморфического (гранитового) слоев, зон повышенной проницаемости, потока тепла и легких продуктов глубинной дифференциации. Эти условия отсутствуют на древних платформах, где налицо базальтовая и осадочно-метаморфическая оболочка, но где процессы глубинной дифференциации зашли гораздо дальше и еще в архее были исчерпаны в значительной мере их энергетические ресурсы. Они отсутствуют также и в пределах океанических блоков прежде всего потому, что здесь практически отсутствует осадочно-метаморфическая оболочка.

Как известно, древние платформы характеризуются преимущественно основным магматизмом (речь идет о собственно платформенном магматизме, а не о магматизме фундамента платформы), с которым нередко связывается и появление кислых, гранитовых пород. Но условия их залегания всегда говорят о непосредственной генетической связи этих кислых пород с основной магмой (они являются продуктами дифференциации последней или продуктами метасоматоза и плавления пород кровли пластовых интрузий) и нет оснований допускать, что в их образовании участвуют непосредственно легкие продукты глубинной дифференциации. Интересно, что те же условия сохраняются и на ранних стадиях (преимущественного погружения и осадконакопления) развития подвижных зон, когда в связи с заложением глубинных разломов начинаются процессы интенсивного магмообразования, ведущие к возникновению гипербазитовых, существенно габброидных и габбро-плагιοгранитовых интрузивных и спилит-кератофировых эффузивных формаций, также характеризующихся контрастностью петрографического состава. Можно думать, что на этой стадии жизни глубинных разломов активность «сквозьмагматических» растворов глубинного происхождения невелика и процессы магмообразования в зарождающихся магматических очагах связаны не столько с потоком этих легких продуктов глубинной дифференциации, сколько с местным разогреванием или изменением давления, как это думают некоторые исследователи. Но на более поздних стадиях развития подвижной зоны роль потока легких продуктов глубинной дифференциации усиливается, и в связи с этим становятся возможными процессы взаимодействия базальтовых магм и вещества осадочно-метаморфической оболочки с образованием магм промежуточного состава. Возникающие при этом магматические очаги, судя по последовательности образования большинства многофазных интрузий, чаще зарождаются в мантии или в базальтовом (эклогитовом?) слое, а затем, разрастаясь, проникают в осадочно-метаморфическую оболочку. В гранодиоритовую же или гранитовую фазу они целиком перемещаются в последнюю, полностью теряя связь с базальтовым слоем. И только в конце жизни магматического очага, в стадию образования даек «второго» этапа, они снова перемещаются в базальтовый слой.

В истории развития подвижных зон всегда обнаруживается многократное образование эффузивных и интрузивных комплексов разного состава, причем пульсационный характер магматического процесса, обнаруживающийся в нормальной последовательности извержений по схеме: основная → средняя → кислая магма, говорит о многократном возникновении и угасании магматических очагов и о сравнительно непродолжительной их жизни. В общем случае каждый магматический комплекс является продуктом особого магматического очага. Этот пуль-

сационный характер магматического процесса, напоминающий эксперименты с зонной плавкой [Виноградов, 1959], невольно приводит еще к одному важному предположению — о возможности образования где-то на поздних (а может быть и средних) этапах жизни подвижной области, на границе между осадочно-метаморфической и базальтовой оболочками промежуточного — андезитового слоя более или менее постоянного состава; наиболее поздние (послебатолитовые) эффузивные и интрузивные формации подвижных областей могут быть продуктами магм, возникающих прямо в этом промежуточном слое. Конечно, образование андезитового слоя — это только мало обоснованная гипотеза, но в ее пользу говорит не только логика естественной эволюции магматического процесса, но и факт удивительного единообразия петрохимического типа неогеновых и четвертичных лав всего Тихоокеанского вулканического кольца.

Рассмотрим теперь с изложенных только что позиций возможную обстановку в очагах магмообразования при возникновении серии формационных типов нормально сменяющих друг друга в процессе развития подвижных зон.

Судя по составу магматических формаций геосинклинальной стадии развития подвижных зон, характеристика которых была приведена выше, очаги магмообразования закладывались на большой глубине в пределах мантии или базальтовой (эклогитовой) оболочки и контролировались глубинными разломами. Судя по незначительному контактовому метаморфизму и практически полному отсутствию ассимиляционных явлений, связанных с основными и ультраосновными интрузиями, возникающие в этих очагах магмы были сухими и можно думать, что обогащение их водой и другими летучими осуществлялось за счет окружающих осадочных толщ при поднятии магмы в результате неизбежных на некоторой критической глубине осмотических явлений [Николаев, 1955]. В благоприятных условиях, главным образом в промежуточных очагах и вертикальных каналах, а также в случае образования крупных горизонтальных плутонов осуществлялась дифференциация (главным образом гравитационная). Появлялась возможность обособления вторичных кислых магм, преимущественно плагиогранитового или кварц-диоритового состава, хотя надо сказать, что такие магмы, вероятно, могут возникнуть в результате плавления геосинклинальных осадочных толщ и вследствие прогрева и пропаривания их огромными массами основной габбро-базальтовой магмы. Таким образом, имеются некоторые основания думать, что при образовании наиболее ранних магматических формаций подвижных зон очаги магмообразования возникали в связи с заложением глубинных разломов, на большой глубине. На этой стадии развития подвижных зон решающую роль при этом играло повышение температуры (вряд ли на этих глубинах могло играть какую-либо роль понижение давления, имеющего здесь гидростатический характер), роль же сквозьмагматических растворов была второстепенной, причем эти растворы, вероятно, имели в основном натровый состав.

Плагиогранитовый тип формаций тесно связан с габброидными формациями, представляя такую их разновидность, которая отличается особенно большим количеством плагиогранитовых пород. Поэтому и обстановку в очагах магмообразования можно допустить ту же, что и в очагах габброидных формаций, с тем отличием, что эти очаги должны располагаться выше, в зоне влияния осадочно-метаморфической оболочки.

Для габбро-диорит-гранодиоритовых формаций характерно преобладание гранодиоритов, но в составе первых интрузивных фаз встречаются габбро и диориты, а продукты самых поздних инъекций могут быть

представлены гранитами, т. е. породами, несколько обогащенными калием. Интрузивные комплексы этого формационного типа в большинстве случаев являются многофазными и имеют собственно интрузивное происхождение. Глубинные очаги таких интрузивных комплексов, по-видимому, зарождаются также в базальтовом (эклогитовом) слое и постепенно перемещаются в осадочно-метаморфический, причем роль сквозьмагматических растворов с привнесом щелочей и, в частности, калия становится уже значительной, особенно на поздних стадиях развития очага. Вероятно, именно эти глубинные сквозьмагматические растворы обуславливают возможность далеко идущей глубинной ассимиляции базальтовой магмой материала осадочно-метаморфической оболочки с образованием производных магм андезитового, дацитового, липаритового состава со всеми постепенными переходами, которые обнаруживаются как в базальт-андезит-дацитовых эффузивных, так и в многофазных интрузивных комплексах. О связях таких ассоциаций с базальтовой магмой говорит сам набор типов пород в них, а также наличие в диоритах и даже гранодиоритах ряда элементов-примесей, свойственных основным породам. Вместе с тем контактово-реакционные процессы в таких многофазных интрузивных комплексах обычно проявляются незначительно, что говорит об относительно малой химической активности производных (вторичных) магм.

Крайний тип этого ряда — формация субвулканических гранитов — отличается очень малой ролью основных и средних пород, которые хотя и встречаются в составе продуктов ранних фаз внедрения, но чаще обнаруживаются в составе даек «второго этапа». Можно думать, что и в этом случае очаги магмообразования зарождаются еще в базальтовом слое, но в главную гранитовую фазу целиком перемещаются в осадочно-метаморфическую оболочку. Роль сквозьмагматических растворов в процессе магмообразования должна быть особенно велика.

Этот процесс магмообразования в глубинном очаге можно представить себе как процесс магматического замещения [Коржинский, 1952]. Но все же и в таком случае приток продуктов глубинной дифференциации оказывается ограниченным и процессы магматического замещения развиваются только в глубинном очаге. Возникающая при этом гранитовая магма также обладает невысокой химической активностью, о чем говорит в большинстве случаев собственно интрузивный характер гранитовых плутонов, слабо проявленные контактово-реакционные процессы и т. д.

В случае особенно интенсивного притока легких продуктов глубинной дифференциации земного вещества, когда ими пропитываются особенно большие объемы осадочно-метаморфической оболочки, возникают уже гранитоидные комплексы батолитового типа. В этом случае очаги магмообразования поднимаются особенно высоко, в очаговой области земная кора приходит на громадных площадях в пластичное состояние и связь с базальтовой оболочкой прекращается до полного охлаждения очага. Такие батолитовые гранитовые плутоны в большинстве случаев оказываются не интрузивными, а образованными на месте, и в них как бы консервированы продукты самого процесса гранитового магмообразования. Естественно поэтому, что именно в этом случае мы встречаемся с особенно ярко выраженными явлениями контактово-реакционных процессов, магматического замещения и постмагматического калиевого метасоматоза, с широким развитием гибридных пород, ярко выраженной зависимостью состава интрузивных пород от состава пород вмещающих, чего, как правило, не наблюдается во всех остальных формационных типах. Характерно также полное отсутствие в составе батолитовых грани-

тоидных комплексов основных и средних пород чисто магматического происхождения. Конечно, и в этом формационном типе встречаются интрузивные тела, но это главным образом дополнительные интрузии аляскитов, аплитов, пегматитов, являвшихся продуктами кристаллизации остаточных расплавов, возникших здесь же на месте.

Таким образом, в соответствии с принятой здесь гипотезой, возникновение того или иного типа магматических формаций на разных этапах развития подвижных зон определяется преимущественно наличием и физическим состоянием (проницаемостью) зон глубинных разломов, а также активностью и, может быть, составом «сквозьмагматических растворов», которые нужно представлять себе как легкие продукты глубинной дифференциации земного вещества. Изменение проницаемости глубинных разломов или поступление из земных глубин сквозьмагматических растворов имеют, несомненно, пульсационный характер и, судя по появлению основных магматических пород в начале и конце образования многих конкретных магматических комплексов, принадлежащих к разным формационным типам, каждый такой комплекс имел свой собственный магматический очаг, и, следовательно, продолжительность жизни каждого магматического очага соизмерима с длительностью формирования связанного с ним магматического комплекса.

В приведенном выше кратком обзоре возможных обстановок в очаговой области при образовании главных формационных типов не были рассмотрены габбро-монцонит-сиенитовый и трахиандезитовый типы, выделяющиеся в нормальном ряду формаций повышенной ролью калия. Причины и условия образования этого формационного типа остаются неясными, но могут быть предложены два варианта решения вопроса. Можно допустить, что этот формационный тип возникает в том случае, когда в составе сквозьмагматических растворов по каким-либо причинам преобладает калий [Изох и др., 1957], что ведет к обогащению калием возникающих при этом магм. Но, как мы видим, магматические формации, принадлежащие к этому формационному типу, не обязательно являются всегда послербатолитовыми. Если бы это было так, можно было бы предположить, что количественные соотношения калия и натрия в сквозьмагматических растворах меняются во времени — с первыми их порциями идет легкий натрий, с более поздними — относительно тяжелый калий. Но такой правильной смены во времени магматических формаций, характеризующихся возрастанием отношения калия к натрию, в действительности не наблюдается (хотя в грубых чертах такая смена есть!). Зато всегда обнаруживается закономерная приуроченность габбро-монцонит-сиенитового типа к более жестким структурам — окраинам платформ, срединным массивам и другим, для которых есть основания предполагать залегание на глубине кристаллического фундамента или древних батолитовых тел калиевых гранитов, т. е. участков коры, ранее испытавших значительное обогащение калием. Такие связи заставляют думать, что появление магматических формаций габбро-монцонит-сиенитового (и трахиандезитового) типа может быть связано со значительной контаминацией гранитовым материалом базальтовой и других магм при их поднятии в верхние структурные этажи. В пользу этого предположения говорит и то обстоятельство, что данный формационный тип встречается только в приповерхностных и гипабиссальных фациях.

Наконец, весьма интересен вопрос о соотношениях эффузивных и интрузивных формаций рассматриваемого ряда. Уже обращалось внимание на то, что интрузивные формации редко бывают строго одновременными и вполне эквивалентными по составу с эффузивными. В типичных

случаях, даже при доказанной генетической связи тех и других, интрузивные комплексы являются несколько более поздними по сравнению с эффузивными и вместе с тем имеют и несколько более кислый состав. Такие отношения между эффузивной и интрузивной формами магматизма, вероятно, могут быть объяснены прежде всего различным физическим состоянием зон повышенной проницаемости, в пределах которых возникают магматические очаги. Раннее появление открытых трещин ведет и к раннему вулканизму, при котором на поверхность поступают соответственно ранние продукты жизни магматического очага. Отсутствие открытой связи с поверхностью, может быть, вследствие закупорки трещин продуктами раннего вулканизма, способствует более продолжительной жизни глубинного очага, дальнейшей его эволюции, в основном выражающейся во взаимодействии с субстратом, в котором он образуется, и в дальнейшем обогащении компонентами сквозьмагматических растворов. Естественно, что в этих условиях магматизм должен проявиться в основном в интрузивной форме. Однако в процессе дальнейшего развития такого глубинного магматического очага интрузивные массы могут подойти настолько близко к дневной поверхности, что произойдет взрыв с образованием громадных масс пирокластического материала. Е. К. Устиев [1961б] недавно привел убедительные соображения в пользу того, что крупные накопления игнимбритов возникают именно таким образом и являются как бы связующим звеном между эффузивной и интрузивной формами магматизма.

В. РЯД БАТОЛИТОВЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Прежде всего необходимо оговориться, что под наименованием «батолитовые гранитоидные формации» в дальнейшем понимаются далеко не всякие гранитоидные ассоциации, которые образуют тела, обладающие признаками батолитов, т. е. большими размерами, вертикальными контактами, дискордантным и конкордантным залеганием в осадочных толщах и т. д. Батолитовые гранитоидные формации — это только те ассоциации гранитоидного состава, которые образовались в результате процессов магматического замещения [Коржинский, 1952, 1955, 1962; Жариков, 1960]. Следовательно, они образованы на месте, не представляют собой продукта внедрения глубинных магм и, во всяком случае, в главной своей массе они образуют «неинтрузивные» (в смысле — неинтродуцированные) тела магматических пород. Впрочем, надо сказать, что в большинстве случаев в таких «неинтрузивных» плутонах присутствуют также и продукты кристаллизации магмы, испытавшей некоторое перемещение; они наблюдаются в виде жильных аляскитовых гранитов, гранит-порфиров, аплитов и т. д., но такие собственно интрузивные (интродуцированные) образования в этой группе формаций распространены ограниченно.

Учитывая сущность описанного Д. С. Коржинским процесса магматического замещения, можно рассматривать также такие неинтродуцированные тела гранодиоритных пород как законсервированные магматические очаги, т. е. те участки земной коры, в которых некогда рождалась гранитовая магма, оставшаяся в данном случае на месте или испытавшая только очень незначительное перемещение. Конечно, способ образования интрузивного тела далеко не всегда может быть определен. Поэтому, казалось бы, такой чисто генетический признак и не следовало бы класть в основу классификации гранитоидных магматических формаций. В данном случае способ образования магматических тел обуславливает ряд

таких особенностей, которые относительно легко устанавливаются, и они должны в первую очередь учитываться при определении формационного типа интрузивного комплекса. Это следующие особенности.

1. Залегание магматического тела на месте замещенной им толщи вмещающих пород без признаков раздвигания стенок камеры или механизма кальдерообразования. Иначе говоря, типична именно батолитовая форма залегания и совершенно не свойственны пластовые, трещинные или центральные (особенно кольцевые) интрузии.

2. Проявляющаяся в большинстве случаев явная зависимость состава плутона (этот термин употребляется здесь для обозначения магматического неинтродуцированного тела) от состава вмещающих пород. В существенно терригенных геосинклинальных толщах образуются тела однообразного гранитового, реже гранодиоритового состава, особенно типичны биотитовые микроклиновые граниты. В толщах сложного петрографического состава — карбонатно-сланцевых, эффузивно-сланцевых и особенно в эффузивно-карбонатных — и состав батолитовых плутонов, соответственно, оказывается пестрым. При замещении основных эффузивов и древних основных интрузивных пород образуется более или менее широкая зона экзо- и эндоконтактовых «гибридных» пород состава амфиболового габбро, горнблендита, диорита, кварцевого диорита, гранодиорита. Ясный контакт с вмещающими породами в этом случае может отсутствовать, а вместо него будет наблюдаться постепенный переход, например, от порфирита через амфиболизированный и фельдшпатизированный (диоритизированный) порфирит к диоритам и гранодиоритам с нормальными магматическими структурами. При замещении карбонатных пород образуются породы с повышенной щелочностью: сиениты, граносиениты, иногда сиенит-диориты, в редких случаях даже нефелиновые сиениты; в этом случае все эти петрографические типы наблюдаются только внутри собственно интрузивного тела. В таких пестрых гранитоидных батолитах собственно граниты могут отсутствовать совсем или же обнаруживаются в центральных частях более глубоко размытых батолитов, а также в составе дополнительных инъекций — жилообразных тел, пересекающих массы пород магматического замещения. Особенно сложные по составу интрузивные комплексы образуются в случае замещения эффузивно-сланцево-карбонатных толщ. Впрочем, в некоторых случаях, именно при особенно энергичном «промывании» замещаемых пород сквозьмагматическими растворами, такой зависимости состава гранитоидных интрузий от состава замещаемой породы может и не обнаруживаться, и микроклиновый гранит иногда непосредственно замещает известняк. Но эти случаи, видимо, являются исключением, может быть, потому, что в такой обстановке особенно трудно доказать образование гранита путем магматического замещения.

3. Отсутствие основных и средних пород чисто магматического происхождения, являющихся продуктами ранних фаз внедрения основной или средней магмы. Все породы основного и среднего состава в магматических комплексах батолитового типа являются породами гибридными в широком смысле этого слова, включая в это понятие все продукты контактово-реакционных процессов (перекристаллизованные и метасоматизированные боковые породы, продукты эндоконтактовой диффузионной ассимиляции ксенолитов), а также и продукты кристаллизации магмы, образующейся на поздних стадиях магматического замещения, но еще не достигшей гранитового состава. В батолитовых плутонах почти всегда встречаются лейкократовые граниты, аляскиты и аплиты в виде секущих мелких тел, представляющих собой продукты кристаллизации остаточ-

ных магм, испытавших некоторое перемещение в пространстве. Высокая интенсивность контактово-реакционных процессов приводит к тому, что ксенолиты основных боковых пород не сохраняются. Они также гранитизированы полностью или преобразованы в меланократовые шлиры с расплывающимися контурами.

4. Дайковая свита представлена аплитами и пегматитами, особенно широко развитыми в телах биотитовых гранитов, залегающих в песчано-сланцевых терригенных толщах. Дайки второго этапа, особенно лампрофиры, отсутствуют полностью или встречаются в небольшом количестве и для батолитовых гранитоидных интрузий, видимо, вообще не типичны.

Выше было описано несколько типов существенно гранитоидных формаций, образующих собственно интрузивные (интродуцированные) тела, часто генетически и пространственно связанные с близкими по составу эффузивными толщами. Совершенно естественным может быть вопрос: каковыми же могут быть соотношения между этими собственно «изверженными» — эффузивными и интрузивными (интродуцированными) — гранитоидными формациями (особенно формацией субвулканических гранитов), с одной стороны, и рассматриваемыми здесь типами батолитовых формаций — с другой? Выше уже была изложена, в качестве наиболее вероятной, гипотеза разрастания глубинных магматических очагов, зарождающихся в базальтовой оболочке и затем перемещающихся в осадочно-метаморфический слой коры, когда сам процесс магмообразования в таких очагах обуславливается потоком глубинных «сквозьмагматических» растворов, несущих тепло и легкоплавкие компоненты. По-видимому, нет существенных различий между процессами магмообразования в таких глубинных очагах (конечно, в случае расположения их в осадочно-метаморфической оболочке) и в тех очагах (видимо, всегда менее глубинных), в которых образуются гранитоидные батолитовые плутоны. Основное различие заключается в том, что в первом случае возникающая магма поднимается вверх и даже прорывается на дневную поверхность, а во втором — остается на месте или испытывает только частичное перемещение. Не следует также думать, что гранитоидные интрузии батолитового типа являются «корнями» для описанных выше эффузивно-интрузивных гранитоидных же комплексов, хотя такая возможность и не исключается. Гораздо более вероятным кажется предположение, что гранитоидные массы батолитового типа возникают в том случае, если поток сквозьмагматических растворов оказывается настолько интенсивным, что разрастание магматического очага и продвижение вверх фронта магмообразования идет быстрее, чем поднятие возникающих при этом магм. Эти отношения могут быть обусловлены тем, что инфильтрация таких растворов и продвижение вверх фронта магмообразования осуществляется в некоторых случаях легче и быстрее, чем поднятие относительно вязких магм, требующее наличия открытых трещин. Поэтому батолитовые граниты совсем не обязательно являются более глубинными образованиями по сравнению с интродуцированными гранитоидами. Те и другие могут образоваться на одной и той же глубине, в одной и той же геологической структуре и быть близкими по возрасту. По-видимому, проявление гранитоидного магматизма в эффузивной, интрузивной или батолитовой (неинтрузивной) форме определяется прежде всего физическими свойствами зоны повышенной проницаемости (наличие или отсутствие открытых трещин), а также температурой, количеством, скоростью продвижения, составом, в конечном счете химической активностью сквозьмагматических растворов глубинного происхождения.

Тектоническая позиция гранитоидных батолитов остается во многом еще неясной, прежде всего по причине недостаточной изученности гро-

мадного большинства гранитоидных массивов с генетической стороны и полной неясности в вопросе о принадлежности их к тому или иному формационному типу. Обращает на себя внимание, что особенная насыщенность крупными батолитовыми гранитоидными телами часто наблюдается в зоне сопряжения областей преимущественных поднятий (древних платформ, срединных массивов, интрагеоантиклиналей и т. д.) с геосинклинальными прогибами, причем гранитоидные массивы здесь, как правило, образуются в собственно геосинклинальных толщах, собранных к моменту их образования в складки. Можно думать, что именно к границам блоков коры, обладающих различным составом, физическими свойствами и историей развития, обычно бывают приурочены и зоны повышенной проницаемости, контролирующие размещение гранитоидных батолитов. С этим структурным контролем, конечно, связываются и обычная вытянутая форма батолитов, расположение их рядами или гирляндами, а также грубая параллельность складчатым структурам. Время проявления гранитоидных батолитов в истории развития подвижных зон может быть разным. Иногда они появляются на относительно ранних стадиях развития подвижных зон, иногда на очень поздних или совсем не образуются [Кузнецов, 1960б]. Для возникновения зон повышенной проницаемости в мощных осадочных толщах, видимо, нужно, чтобы они утратили былую пластичность и приобрели свойства твердого и хрупкого тела. Иными словами, образование гранитоидных батолитовых интрузий возможно только после складчатости и значительной консолидации вмещающих осадочных толщ. Может быть подмечена и еще одна закономерность: раннее образование гранитоидных батолитовых тел и приуроченность их к антиклинальным структурам (это, впрочем, относится и к интродуцированным гранитоидным массам) отмечается в том случае, когда мощные осадочные толщ не велика и сами толщ отложены в прогибах, наложенных на кристаллический фундамент древней платформы или срединного массива (протерозойские интрузии Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Становика). Наоборот, при очень большой мощности геосинклинальных отложений в устойчивых прогибах гранитоидные интрузии появляются очень поздно и сосредоточиваются в главной своей массе в самих прогибах (средне- и верхнепалеозойские интрузии Западного Саяна, Горного Алтая, восточного склона Урала). В этом случае образование их связывается не со складчатостью, а с послескладчатым поднятием страны.

Таким образом, гранитоидные батолитовые тела, образовавшиеся путем магматического замещения, являются в общем случае послескладчатыми. Они как бы съедают или поглощают готовые складчатые структуры. После образования крупных гранитовых интрузий складчатость в области массового их развития вообще становится невозможной [Кузнецов, 1960б]. Но есть случаи, когда по существу тот же гранитовый магматизм оказывается синтетектоническим. Это случаи совпадения процессов магматического замещения с образованием так называемых зон смятия — зон с устойчиво в течение геологических периодов проявляющимися дифференциальными движениями. При этом образуются более или менее обширные поля фельдшпатизированных (микроклинизированных) пород и инъекционных гнейсов, сопровождающиеся широкими ореолами глубоко метаморфизированных гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев. Эти мигматитовые поля также можно считать одним из проявлений батолитового гранитоидного магматизма, хотя, конечно, такие поля, по-видимому, никому и не приходило бы в голову называть батолитами.

Степень изученности батолитовых гранитоидных интрузий невелика, но уже сейчас могут быть выделены три основных формационных типа:

1) батолиты биотитовых гранитов, залегающие в песчано-сланцевых терригенных флишеидных толщах;

2) батолиты гранодиорит-тоналитового состава в граувакковых толщах;

3) гранитоидные батолиты «пестрого» состава в эффузивно-карбонатно-сланцевых толщах. Внутри этого типа можно выделить ряд подтипов, отличающихся своим составом.

ФОРМАЦИЯ ГРАНИТОВЫХ БАТОЛИТОВ

Этот формационный тип, по-видимому, широко распространен во всех складчатых областях, где он специфически связан со структурно-фациальными зонами, характеризующимися мощными терригенными песчано-сланцевыми толщами. К нему, вероятно, принадлежит большинство позднерифейских гранитовых интрузий Енисейского кряжа и Байкало-Патомской области; средне- и верхнепалеозойские гранитовые интрузии Восточного Урала, Калбы, Горного Алтая, Западного Саяна и Забайкалья, может быть предверхнеюрские граниты Забайкалья. К сожалению, вопрос о способе завоевания пространства магматическим материалом исследователями перечисленных комплексов или совсем не обсуждался, или эти комплексы, по существу, без всяких доказательств, в соответствии с привычными представлениями о генезисе гранитов, считались нормально магматическими, интродуцированными. Поэтому естественно, что определение принадлежности того или иного гранитового комплекса к данному формационному типу, сделанное на основании литературных данных, может быть только условным.

Формация батолитовых биотитовых гранитов характеризуется весьма однообразным петрографическим составом, что, видимо, связано с однообразием состава замещенных песчано-сланцевых осадочных толщ. Преобладающим типом пород являются нормальные биотитовые граниты, равнозернистые или порфировидные, в которых количественные отношения кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата могут меняться, не выходя, однако, за пределы отношений, свойственных нормальным гранитам. Наряду с ними иногда встречаются, всегда в качестве фаций эндоконтакта, породы гранодиоритового или граносиенитового типа, но они наблюдаются не всегда и могут отсутствовать. Зато закономерным компонентом являются лейкократовые граниты или аляскиты, образующие нередко секущие жилообразные тела. Последние представляют собой или продукт кристаллизации остаточных гранитовых расплавов, испытавших некоторое перемещение внутри магматического тела, или же продукты перекристаллизации нормальных гранитов в постмагматическую стадию, сопровождающуюся выносом железа, магния и кальция. Характерным является состав жильных пород, представленных, главным образом, аплитами и пегматитами; что касается даек второго этапа, особенно лампрофиров и диабазов, то они либо отсутствуют, либо развиты весьма незначительно. Пегматиты во многих случаях обильны и разнообразны; особенно типичны сложные альбитизированные пегматиты.

Соответственно однообразна петрохимическая характеристика пород описываемого здесь формационного типа. Характерны высокое содержание кремнезема, обычная пересыщенность глиноземом, низкое содержание окиси кальция и примерно равные отношения (в весовых содержаниях) между окисями калия и натрия. Отсюда и особенности минералогии, выражающиеся в очень кислом альбит-олигоклазовом составе плагиоклаза,

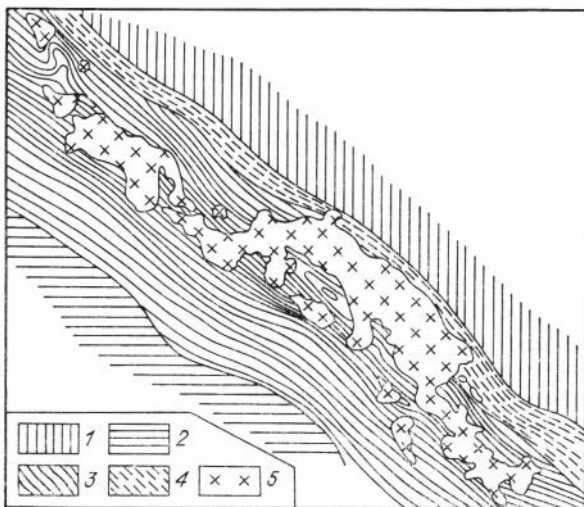


Рис. 50. Калбинский батолит [Щерба, 1957].

1 — антиклинорий Рудного Алтая; 2 — Чарский антиклинорий; 3 — песчано-сланцевые толщи Калбинского синклинория; 4 — Иртышская зона смятия; 5 — калбинские граниты.

обилии кварца, отсутствию роговых обманок. Каллиевый полевой шпат, представленный обычно решетчатым микроклином, нередко образует порфирообласты и метасоматически замещает плагиоклаз. Наряду с биотитом встречается и иногда изобилует постмагматический му-

сковит. В составе минералов-примесей обычны монацит, сфен, флюорит.

Месторождения полезных ископаемых, связанные с гранитовыми батолитами, достаточно специфичны. Это пегматитовые месторождения, а также жильные и штокерковые месторождения касситерита и вольфрамита. При разрушении гранитовых массивов могут быть образованы россыпные месторождения монацита.

По-видимому, хорошим примером формации батолитовых гранитов может служить известный Калбинский гранитовый батолит в Восточном Казахстане, хотя все исследователи как будто не сомневались в его интрузивной природе.

Калбинский гранитовый батолит (вместе с его продолжением — Нарымским массивом) представляет собой огромное тело магматических пород гранитового состава, протягивающееся на 350 км в длину и имеющее до 20—40 км в поперечнике. Он целиком залегает в песчано-сланцевых толщах верхнего девона — нижнего карбона, имеющих очень большую мощность и образующих крупную синклинальную структуру, зажатую между Чарской геосинклиналью и поднятием Рудного Алтая, от которого она отделена Иртышской зоной смятия (рис. 50). Калбинский батолит вытянут в общем вдоль складчатой структуры, но контуры его очень сложны и поперечные секущие контакты встречаются очень часто. В его взаимоотношениях со слоистыми вмещающими осадочными породами нет никаких признаков раздвижения или какого-либо приспособления осадочных толщ к границам батолита. Наоборот, все говорит за то, что он был образован на месте путем замещения осадочной толщи без нарушения ее внутренней структуры. Вмещающие породы в контакте были преобразованы в контактовые биотитовые, андалузитовые, редко кордиеритовые роговики, причем в непосредственном контакте местами наблюдается метасоматическая микроклинизация. Ширина контактового ореола 2—3 км.

Петрографический состав Калбинского батолита очень однообразен, несмотря на огромные его размеры. Преобладают порфировидные биотитовые граниты, состоящие из кварца, микроклина и альбита в почти равных количествах и небольшого количества биотита, т. е. имеющие анхиэвтектический состав. Несколько менее распространены мелко- и крупнозернистые граниты без порфировидных выделений, отличающие-

Средний состав пород Калбинского батолита

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
Породная масса из песчаников (1/3) и сланцев (2/3)	64,4	0,5	14,8	2,0	2,7	1,8	0,5	2,6	0,9	3,0	3,3	0,1
Гранодиорит (сред- нее из 7 анали- зов)	67,89	0,61	15,59	0,94	3,29	1,18	0,09	2,59	3,31	3,52	1,11	0,9
Гранит (среднее из 5 анализов)	72,57	0,29	12,96	1,98	1,89	0,56	0,10	1,95	3,29	3,39	0,99	0,12

ся большим содержанием кварца и меньшим — биотита, а также присутствием мусковита и турмалина. Очень редко наблюдаются кварцевые сиениты, кварцевые диориты и гранодиориты, встречающиеся небольшими участками среди гранитов; эти породы образуют взаимные постепенные переходы. В Нарымском массиве Г. Н. Щерба [1957] описал гранодиориты эндоконтактной зоны, испытавшие сильную метасоматическую фельдшпатизацию.

В гранитовом массиве и в осадочных породах в приконтактной полосе встречается много жил гранита, аплита, гранит-порфира, кварцевого порфира, пегматита. Лампрофиты редки; они сосредоточены главным образом в одной полосе, пересекающей поперек гранитовый массив; это — образования, чуждые калбинскому гранитовому комплексу. С калбинским массивом генетически связаны многочисленные оловянные и вольфрамовые месторождения.

Химический состав гранитов Калбинского батолита иллюстрируется большим количеством анализов. Ввиду их однообразия в табл. 29 приведены только средние цифры, заимствованные из работы Г. Н. Щербы [1957]. В общем, калбинские граниты характеризуются малой величиной c ; примерно равными отношениями молекулярных количеств К и Na; значительной пересыщенностью глиноземом; малым содержанием магния и железа.

Хотя все исследователи считали Калбинский батолит интродуцированным, вопрос о его природе рассмотрен, по существу, только в работе Г. Н. Щербы [1957]. Подчеркивая обычную резкость контактов гранитов с вмещающими породами, Г. Н. Щерба все же указывает на явления гранитизации пород кровли на широких площадях, а также и на то, что возникшие в результате гранитизации гибридные породы отличаются повышенным содержанием биотита «и в то же время в них сохраняются текстурные особенности осадочных пород» [Щерба, 1957, с. 26]. Ксенолиты песчано-сланцевых пород обнаруживают различные стадии изменения, начиная от преобразования их в контактовые роговики, фельдшпатизированные роговики и кончая пятнами в гранитах, сложенных породой гранитового состава, но отличающихся некоторым обогащением слюдой.

Эти наблюдения, но главным образом факт замещения громадных объемов собранной в складки осадочной толщи гранитом без всякого нарушения условий ее залегания, говорят в пользу гипотезы образования гранитов на месте в результате процесса магматического замещения. Собственно интрузивными в Калбинском комплексе, вероятно, являются

только дайковые породы. В табл. 29 приведено сопоставление среднего состава песчано-сланцевых пород, который Г. Н. Щерба считает отвечающим составу пород такырской свиты, вмещающей Калбинский батолит, со средними составами гранодиоритов (эндоконтактовой зоны) и наиболее распространенных гранитов. Расчеты по методике Барта показывают, что при замещении песчано-сланцевой толщи гранодиоритом осуществлен привнос (в ионах) $K - 5$, $Na - 40$, $Ca - 9$, $Al - 14$, $Si - 50$, $O - 120$ и вынос (в ионах) $Mg - 8$, $(Fe^{+2}, +3, Mn) - 4$, $OH - 120$; при замещении песчано-сланцевой толщи гранитом — привнос (в ионах) $K - 4$, $Na - 38$, $Si - 68$, $P - 0$, $O - 128$ и вынос (в ионах) $Ca - 5$, $Mg - 15$, $(Fe^{+2}, +3, Mn) - 9$, $Al - 18,5$, $Ti - 1$, $OH - 128$.

Иначе говоря, в данном случае процесс магматического замещения осуществляется при привносе сквозьмагматическими растворами кремнезема и щелочей (главным образом натрия) и выносе железа и магния (при замещении гранитом шел также вынос кальция и алюминия).

Верхнепротерозойские граниты центральной части Енисейского кряжа, вероятнее всего, принадлежат к тому же формационному типу. Известные Татарский, Аяхтинский, Чиримбинский, Гурахтинский и другие массивы располагаются в осевой части Енисейского кряжа, вытягиваясь цепочкой вдоль крупной антиклинальной структуры. Гранитовые массивы имеют аккордантный характер и образуют поздне- или послескладчатые тела батолитового типа в алевролитоглинистых толщах нижнего и верхнего протерозоя, содержащих только немногочисленные прослои основных эффузивов и карбонатных пород. Граниты прорывают все свиты верхнего протерозоя (синийский комплекс) и, в свою очередь, перекрываются трансгрессивно красноватой толщей нижнего кембрия. Возрастное положение гранитоидного комплекса, таким образом, определяется совершенно точно. Видимо, в связи с тем, что в составе вмещающих пород присутствуют кроме алевритоглинистых также и основные породы (диабазы и карбонатные), состав гранитовых массивов оказывается довольно сложным. В центральных частях они обычно сложены среднезернистыми розовыми биотитовыми гранитами с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом. В периферических частях они становятся резко порфировидными за счет появления крупных кристаллов микроклина. Иногда здесь же появляются гибридные породы различного состава — меланократовые биотитовые диориты, пироксеновые и роговообманковые диориты, сиенит-диориты, сиениты и т. д. В апикальных частях массивов, кроме того, появляются лейкократовые пегматоидные и аплитовидные разности, иногда с гранатом, и аплиты, а также весьма типичные для контактов многих массивов светлые граниты с турмалином, весьма характерным минералом верхнепротерозойских интрузий. Граниты сопровождаются большим количеством жильных аплитов и пегматитов и золотоносными кварцевыми жилами. Дайки второго этапа, представленные диорит-порфиритами, являются редкими.

Вмещающие породы сильно изменены в пределах широкого контактового ореола. Филлиты, которые в составе протерозойской толщи преобладают, дают здесь две группы контактово-метаморфических пород: роговики и кристаллические сланцы. Первая в порядке возрастающего метаморфизма представлена серицит-хлорит-кварцевыми роговиками, биотит-кварцевыми роговиками и, наконец, на самом контакте — фельдшпатизированными (гранитизированными) роговиками. Вторая группа представлена соответственно серицит-хлоритовыми сланцами, слюдяными и слюдяно-гранатовыми сланцами, инъекционными сланцами с гранатом, кианитом, силлиманитом, ставролитом и, наконец, инъекционными

гнейсами, которые с увеличением в них аплитового инъекционного материала постепенно переходят в мигматиты и контаминированные гнейсовидные граниты. Образование той или другой группы контактовых пород, вероятно, связано с тектонической обстановкой. Контактные роговики — это породы статического метаморфизма; сланцы и гнейсы образуются в динамической обстановке.

Нижнепротерозойские (?) граниты и мигматиты Приенисейской зоны Енисейского кряжа отличаются от нормального типа батолитовых гранитов рядом особенностей, хотя образование их на месте замещения древних толщ является несомненным. Эти особенности определяются, во-первых, тем, что они в своем распространении связаны с крупным разломом; во-вторых, по крайней мере в южной части Енисейского кряжа, они образованы путем замещения не осадочных толщ, а глубокометаморфизованных гранатовых и гиперстеновых гнейсов и частично пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев гранулитовой фации нижнего архея.

Нижнепротерозойский гранитоидный магматизм в Енисейском кряже, по мнению Ю. А. Кузнецова [1941], проявился в две фазы. В первую, более древнюю — синтектоническую фазу была образована так называемая Посольненская интрузия. Она проявлена линейными и акмолитовой формы телами микроклиновых гранитов, отличающихся однообразием состава. Эти граниты обладают ясно выраженной гнейсовидностью, совпадающей с гнейсовидностью вмещающих (и замещенных) пород и являющейся унаследованной. Граниты существенно микроклиновые (50—60 % микроклина), олигоклаза в них всегда мало (10—15 %), кварц в нормальных для гранита количествах, биотита немногого. Структура гранитов неясно гипидиоморфная, идиоморфизм плагиоклаза затушеван процессами замещения его микроклином. Тело Посольнепского массива сопровождается многочисленными мелкими сателлитами и секущими дайками гранитового состава. Дайки отличаются повышенным содержанием плагиоклаза и присутствием мусковита. Контактная зона Посольненской интрузии очень широка и проявлена очень разнообразно. Представлена она различными мигматитами, фельдшпатизированными породами с крупными порфиробластами микроклина, амфиболитами, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, образованными как за счет древних кристаллических сланцев канского метаморфического комплекса (гранулитовой фации), так и за счет филлитов и других пород нижнего протерозоя. Посольненский плутон, по-видимому, целиком залегает внутри древних кристаллических сланцев, испытавших задолго до его образования региональный метаморфизм в обстановке фации гиперстеновых гнейсов (гранулитовой) и преобразованных в пределах всей приенисейской зоны в гнейсы и амфиболиты амфиболитовой фации (т. е. имело место снижение степеней метаморфизма), а местами более или менее сильно фельдшпатизированных и гранитизированных. Характер химических преобразований при этом наложенном метаморфизме и гранитизации может быть иллюстрирован сопоставлением анализов архейского гранатового гнейса, контактового биотит-плагиоклазового гнейса, образованного за счет гранатового гнейса, и посольненского гранита (табл. 30).

Пересчет по Барту показывает, что повторный метаморфизм гранатового гнейса, связанный с образованием посольненских гранитов, но проявившийся еще в «догранитовую» стадию гранитизации, сопровождался привносом (в ионах) $K = 7$, $Na = 6$, $Fe = 1$, $Al = 0$, $Si = 4$; и выносом (в ионах) $Ca = 9$, $Mg = 6$, $Ti = 1$, т. е. имел место обычный при процессах гранитизации процесс привноса щелочей и кремнезема и вынос кальция и магния, но изменения эти проявились в ничтожных масштабах.

Химический состав пород Посольненской интрузии

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма
Гранатовый гнейс	69,46	0,87	13,19	0,59	4,77	2,62	3,40	2,22	1,68	1,22	100,02
Бiotит-плагноклазовый гнейс	69,89	0,65	13,20	1,21	4,46	2,16	2,44	2,58	2,36	1,09	100,04
Гранит	71,07	0,22	13,71	2,52	1,03	0,37	1,28	3,79	5,11	0,41	99,51

Преобразование биотит-плагноклазового гнейса в гранит сопровождалось привносом (в ионах) K — 31, Na — 20, Al — 3, Si — 0 и выносом (в ионах) Ca — 12, Mg — 25, Fe — 17, Ti — 2, т. е. продолжался процесс привноса щелочей и выноса кальция, магния и железа, причем кремний и алюминий являлись инертными компонентами. Надо сказать, что и в этом случае количество привнесенного и вынесенного сквозьмагматическими растворами материала очень невелико по сравнению с массой материала, остающегося на месте.

С посольненскими гранитами связывается большое количество пегматитовых жил. Лампрофиды практически отсутствуют.

Вторая фаза нижнепротерозойского гранитового магматизма также проявилась образованием ряда гранитовых батолитов (Нижнеканская интрузия Ю. А. Кузнецова), залегающих целиком в толще архейских гранатовых гнейсов, но эти граниты уже формируют более или менее изометричные крупные и даже громадные тела, которые секут и замещают структуры вмещающих гнейсов и обладают автономной внутренней тектоникой, будучи явно посттектоническими.

Основным типом пород являются красные и розовые микроклиновые порфировидные граниты, в которых микроклин преобладает над олигоклазом. В них наблюдались очень крупные включения гнейсовидных гранитов посольненского типа и амфиболитов. Те и другие представляют собой образования, чуждые нижнеканским батолитовым гранитам, что доказывается наличием резких контактов между включениями и гранитами, а также несогласованностью элементов внутренней тектоники гранитов со структурой гнейсов. В эндоконтактных зонах батолита граниты часто содержат крупные шпировые массы (до 30 м в поперечнике) гранодиоритового или кварц-диоритового состава, обнаруживающие унаследованную гнейсовидность и образованные, вероятнее всего, при незавершенной гранитизации пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев архея. Жильная свита нижнеканских гранитов представлена обильными пегматитами и аплитами; лампрофидов в связи с Нижнеканской интрузией не обнаружено.

Контактные изменения архейских гранатовых и кордиеритовых гнейсов, вмещающих Нижнеканский батолит, выражаются в повсеместной биотитизации кордиерита и граната, местами проявляется метасоматическая микроклинизация, но масштаб этого процесса не идет ни в какое сравнение с тем, что мы видим в экзоконтактах Посольненской интрузии. Контакты гранитов с вмещающими породами резкие. Наблюдения над внутренней тектоникой батолита говорят о том, что частично раскристаллизованная магма испытывала некоторое перемещение вверх, возможно, в связи с образованием трещинных интрузий в кровле батолита. И если Посольненский интрузив образован комплексом процессов, стоящих

как бы на границе между метасоматической гранитизацией и магматическим замещением, то Нижнеканский батолит явно интродуцирован, хотя гранитовая магма, вероятно, была перемещена с места рождения на относительно небольшое расстояние.

ФОРМАЦИЯ ГРАНОДИОРИТ-ТОНАЛИТОВЫХ БАТОЛИТОВ

Разновидностью только что описанного формационного типа является формация гранодиорит-тоналитовых батолитов, в которых биотитовые микроклиновые граниты относительно мало развиты или — в некоторых случаях — отсутствуют совсем, в то время как гранодиориты, кварцевые диориты и близкие к ним породы распространены очень широко.

Для данного формационного типа очень характерна ассоциация — кварцевый диорит, тоналит, гранодиорит. Нормальные граниты могут отсутствовать совсем и если встречаются, то далеко не в таких больших количествах, как в только что описанном типе. Все эти породы дают совершенно постепенные переходы друг в друга, и между ними обычно отсутствуют интрузивные отношения. Интрузивные комплексы, принадлежащие к этому типу, в большинстве случаев однофазны (если не учитывать дайковую фацию). Аплиты и пегматиты отсутствуют совсем и во всяком случае не являются характерными. Лампрофиры исключительно редки. И вообще жильная фация таких интрузивов всегда очень слабо проявлена, будучи представленной главным образом различными тоналит-порфиритами, гранодиорит-порфирами и т. д. Точно так же такие интрузивные комплексы, видимо, всегда очень бедны полезными ископаемыми.

Характерной особенностью данного типа представляется значительная перенасыщенность его пород кремнеземом. В связи с этим кварца во всех породах много, причем иногда он ассоциирован с основным плагиоклазом. Последний — в тоналитах и кварцевых диоритах — может достигать лабрадорного состава, хотя обычно является андезином. Калиевый полевой шпат в гранодиоритовых и тоналитовых типах присутствует в небольших количествах и всегда обнаруживает резкий ксеноморфизм по отношению к плагиоклазу и кварцу. Кстати, последний вследствие своей ранней кристаллизации часто образует идиоморфные зерна. Темно-цветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой.

В связи с очень слабой изученностью таких существенно гранодиоритовых комплексов трудно сказать, чем обусловлены особенности их состава. Характер взаимоотношения их с вмещающими толщами (интрузивные тела всегда явно «замещают» структуры вмещающих пород) говорит об образовании их путем магматического замещения. Вмещающие породы в ряде случаев представлены полимиктовыми песчаниками и алевролитами, и, возможно, именно составом замещенных пород предопределены особенности состава интрузивного комплекса и прежде всего значительная его перенасыщенность кремнеземом. Имеются некоторые указания на то, что в магматическую стадию щелочи выносились в замещенные породы, а процесс постмагматической микроклинизации был плохо проявлен и иногда совсем отсутствовал.

Гранодиорит-тоналитовый комплекс Центрального Алтая [Кузнецов, 1937] характеризуется своеобразной ассоциацией пород, отличающихся сочетанием основных и средних плагиоклазов с обильным кварцем. Ряд крупных и мелких плутонов в районе среднего течения р. Катунь залегает в песчано-алевролитовой толще кембро-ордовика и частично — в сланцево-карбонатных отложениях силура. Преобладающая ориентировка складчатых структур в этом районе широтная, и ей подчиняется

широтная же ориентировка длинной оси каждого плутона. Вместе с тем область распространения плутонов в крупном плане представляется в виде широкой меридиональной полосы, чем намечается положение глубинного разлома, по которому поступали глубинные растворы и магматические массы.

Песчано-алевролитовые отложения кембро-силура имеют ярко выраженный полимиктовый характер; песчаники состоят главным образом из обломков кварца, плагиоклаза и обломков различных горных пород, преимущественно кембрийских порфиритов; алевролиты имеют существенно кварцевый состав.

Интрузивные тела образуют аккордантные плутоны с простыми вертикальными контактами. В некоторых случаях наблюдались воронкообразные плутоны, приуроченные к синклинальным структурам. Параллельно контакту иногда развиваются мелкие интрузивные тела жиллообразной формы, имеющие характер сателлитов.

Апикальная часть крупных плутонов, а также мелкие сопутствующие им тела сложены преимущественно кварцевыми диоритами, которые связаны постепенными переходами с тоналитами и гранодиоритами, целиком слагающими более глубоко вскрытые плутоны. В боковых контактах последних обычно присутствует много ксенолитов вмещающих пород. Последние преобразуются в контактовые роговики, или же от них остаются только меланократовые шпильки растворения. Плутоны сложены в основном тоналитами и своеобразными лабрадорowymi тоналитами — породами, содержащими 50—55 % зонарного плагиоклаза (лабрадор в центральных широких зонах и олигоклаз в узких краевых), 20—28 % кварца, 13—17 % ортоклаза, 7—9 % биотита и 2—4 % роговой обманки. В нормальных тоналитах плагиоклаз представлен андезином. Наряду с тоналитами иногда наблюдались кварцевые монцониты, отличающиеся большим содержанием ортоклаза (до 25—30 %) и темноцветных минералов, а также меньшей ролью кварца (15—20 %). Наконец, очень редко и только в самых контактах с известняками или мергелистыми сланцами силура встречаются биотитовые граниты, в которых калиевый полевой шпат уже количественно преобладает над кислым плагиоклазом (олигоклазом).

Контактный метаморфизм, связанный с этим интрузивным комплексом, выразился в образовании довольно широкого пояса роговиков, состоящих во внутренней зоне из кварца, биотита, альбита и магнетита. Дальше от контакта развиваются узловатые кордиеритовые роговики, а во внешней контактовой зоне песчаники испытывают только хлоритизацию и эпидотизацию.

Дайковую свиту представляют только порфировые породы, по составу эквивалентные породам главной интрузивной фации. Это — диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, микродиориты и, очень редко, гранит-порфиры и спессартиты.

Химический состав описанного комплекса иллюстрируется химическими анализами, приведенными в табл. 31. В табл. 32 сведены химические анализы пород того же комплекса, но из другого района — самой северо-западной оконечности Горного Алтая. Анализы эти дефектны, так как в них не разделены щелочи. Вместе с тем в этой таблице дается для сопоставления анализ средней пробы, собранной из большого количества образцов вмещающей гранодиорит-тоналитовый массив толщи песчаников и алевролитовых сланцев верхнего кембрия — нижнего ордовика. Простое сопоставление анализов обнаруживает почти полное тождество химических составов осадочной толщи и образованных путем ее замеще-

Химический состав пород гранодиорит-тоналитового комплекса центральной части Горного Алтая

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	60,04	62,22	66,65	66,34	63,07	66,77
TiO ₂	0,55	0,59	0,48	0,46	0,68	0,57
Al ₂ O ₃	15,99	15,83	15,61	15,34	15,28	15,39
Fe ₂ O ₃	2,59	2,70	1,56	1,88	1,80	1,96
FeO	4,01	3,80	2,81	2,74	3,94	2,60
MnO	0,11	0,11	0,07	0,08	0,09	0,13
MgO	3,15	2,65	1,69	1,77	2,11	1,54
CaO	5,79	5,77	4,27	4,07	4,70	4,16
K ₂ O	2,16	2,22	2,25	3,32	2,74	2,00
Na ₂ O	2,33	2,24	3,33	2,54	2,57	3,11
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,12	0,12	0,18	0,10
S	0,01	0,01	0,06	0,01	0,03	0,02
H ₂ O ⁻	0,34	0,32	0,32	0,32	0,23	0,22
П. п. п.	2,78	1,73	1,01	1,18	2,55	1,49
С у м м а . . .	99,97	100,33	100,23	100,17	99,97	100,06

П р и м е ч а н и е. 1, 2 — кварцевый диорит; 3, 4 — тоналит; 5 — диорит-порфирит, дайка; 6 — кварцевый диорит-порфирит, дайка.

Т а б л и ц а 32

Химический состав пород гранодиорит-тоналитового комплекса Северо-Западного Алтая

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	61,92	63,74	67,02	71,46	73,00	61,88
TiO ₂	0,31	0,29	0,29	0,48	0,22	0,36
Al ₂ O ₃	15,08	15,39	16,72	14,32	13,78	15,63
Fe ₂ O ₃	4,42	4,61	2,05	1,71	1,41	2,58
FeO	3,19	2,31	1,74	1,34	0,92	4,13
MgO	2,10	2,43	2,14	1,41	0,72	3,08
MnO	0,08	0,08	0,05	0,05	0,04	0,08
CaO	6,44	6,24	5,32	2,46	2,66	3,78
Na ₂ O + K ₂ O	4,87	4,28	4,69	5,90	6,11	4,52
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,09	0,06	0,02	0,20
H ₂ O ⁻	0,52	0,58	0,06	0,10	0,14	0,28
П. п. п.	0,58	0,34	0,36	0,90	0,90	3,80
С у м м а . . .	99,57	100,33	100,53	100,19	99,92	100,32

П р и м е ч а н и е. 1, 2 — кварцевый диорит; 3 — тоналит; 4 — гранодиорит; 5 — ала-меллит; 6 — средняя проба песчаников и алевролитовых сланцев вмещающей толщи.

ния кварцевых диоритов и других гранитоидных пород. Для преобразования песчаников и алевролитов в гранодиориты и адеммеллиты нужен вынос только небольшого количества железа и магния и привнос такого же небольшого количества щелочей и кремнезема.

Верхнепалеозойский гранитоидный комплекс Центрального Забайкалья образует очень крупные плутоны. Они залегают в песчано-сланцевых толщах верхнего палеозоя, пронизанных небольшими интрузиями габбро, габбро-диоритов. Более древними являются асинские граниты, гранодиориты и диориты. Для пород Асинской интрузии характерны: 1) контаминация, захватывающая широко приконтактовую зону; 2) послонные инъекции во вмещающие породы с образованием полосчатых инъекционных гнейсов и 3) анатектические преобразования песчаников. По мере удаления от контактов массива к его центру наблюдается последовательная смена зон: 1) кварцевые диориты, 2) полосчатые гранодиориты, 3) меланократовые контаминированные гранодиориты, 4) мезократовые биотитовые, роговообмапково-биотитовые граниты и гранодиориты. Ширина сложной зоны эндоконтакта достигает сотен метров.

В экзоконтакте среди ороговикованных песчаников и роговиков наблюдаются дайкообразные апофизы, имеющие состав кварцевого диорита. Для первой зоны характерны среднезернистые меланократовые гранодиориты и кварцевые диориты, нередко заключающие в себе полосы либо неправильные блоки захваченных ими вмещающих пород. Здесь обычны полосчатые и блоковые текстуры инъекционных пород. Во второй зоне размеры включений уменьшаются, гранодиориты, оставаясь меланократовыми, обнаруживают менее резкие колебания в составе, текстура их становится более однородной, лишь слабо намечается параллельная ориентировка чешуек биотита, в особенности около ксенолитов пластинчатой формы. В третьей зоне ксенолиты почти исчезают, остаются только теневидные вытянутые участки мелкозернистой структуры, обогащенные биотитом. Текстура гранитоидов становится массивной; слабая гнейсовидность создается лишь субпараллельной ориентировкой таблитчатых метабласт микроклина, а в мелкозернистых полосах (реликтах полурастворенных ксенолитов)— ориентировкой чешуек биотита. В центре массива (четвертая зона) развиты биотитовые и биотит-роговообмапковые граниты и гранодиориты, местами слабо гнейсовидные, содержащие незначительное количество метабласт микроклина. Среди них встречаются редкие участки с ксенолитами диоритового состава. Гранитоиды внутренней части массива (без ксенолитов) имеют гипидиоморфную, равномерно-зернистую или порфиоровидную структуру. Последняя обусловлена присутствием выделений микроклина. Иногда благодаря субпараллельной ориентировке чешуек биотита намечается слабо выраженная гнейсовидная текстура.

Эта нарисованная Ю. П. Деньгиным картина строения массива совершенно недвусмысленно говорит об образовании всех описанных зон на месте в процессе магматического замещения; различия между зонами определяются полнотой магматизации пород субстрата. Образование меланократовых диоритов и гранодиоритов в контактах с песчаниками, видимо, связано с магнезиальным метасоматозом магматической стадии формирования плутона.

ФОРМАЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ «ПЕСТРОГО» СОСТАВА

Описываемые здесь батолитовые плутоны пестрого состава приурочены к эвгеосинклинальным эффузивно-осадочным толщам. Причем особенно сложный состав интрузивные комплексы приобретают в том случае,

если эти эвгеосинклинальные отложения содержат, кроме того, еще и много карбонатных пород.

Петрографический состав магматических комплексов, принадлежащих к данному формационному типу, необычайно разнообразен. Это зависит, с одной стороны, от состава замещенных пород, а с другой, от крайне изменчивых соотношений между инфильтрационными и диффузионными процессами при магматическом замещении [Жариков, 1960]. Характерно необычайно широкое развитие пород габбро-диоритового, диоритового, сиенит-диоритового, сиенитового и т. д. состава с крайне непостоянными количественными отношениями между главными породообразующими минералами и с такситовыми текстурами. Это — породы, которые обычно описываются в качестве «гибридных» или пород «первой фазы внедрения». Наряду с ними всегда обнаруживаются и нормально магматические граниты или гранодиориты более или менее постоянного состава и, в частности, явно интродуцированные жильобразные тела аляскитовых гранитов, гранит-порфиров, аплитов и т. д., иногда образующие дополнительные «каркасные» интрузии в теле гранитоидов, возникших на месте путем магматического замещения.

Намечаются следующие общие закономерности. При замещении основных и средних по составу эффузивных и древних интрузивных пород образуются породы, примерно отвечающие ряду: горнблендит — габбро-диорит — диорит — кварцевый диорит. В этом случае четких контактов магматических и вмещающих пород не обнаруживается, но налицо совершенно постепенные градации степеней преобразования первичной породы (например, порфирита). Эти преобразования выражаются на ранних стадиях в перекристаллизации и магнезиальном метасоматозе с развитием больших количеств роговой обманки, а на поздних — в щелочном метасоматозе, который приводит к понижению основности плагиоклаза, биотитизации роговой обманки и замещению плагиоклаза калиевым полевым шпатом. Судя по блочным и такситовым текстурам, а также по преобладанию гранобластических структур и структур замещения, породы этого ряда являются в основном продуктами эндоконтактового магнезиального и затем щелочного метасоматоза. В наиболее кислых породах этого ряда, приближающихся по составу к кварцевым диоритам и сиенит-диоритам, появляются нормальные для собственно магматических пород гипидиоморфные структуры, свидетельствующие о кристаллизации пород из магматической жидкости. Эти породы дают постепенные переходы к гранодиоритам и гранитам центральных частей магматического тела, которые представляют собой уже несомненно магматические образования, хотя они и не обнаруживают интрузивных отношений с вмещающими породами.

Контакт с карбонатными породами всегда бывает совершенно резким. Сами карбонатные породы в контакте с магматитами испытывают только простую перекристаллизацию или за их счет образуются узкие зоны магнезиальных скарнов. Магматические же породы в таких контактах очень часто обнаруживают повышенную щелочность и бывают представлены граносиенитами, сиенитами или своеобразными олигоклазовыми диоритами. В некоторых случаях — в контактах с доломитами — повышение щелочности может идти до образования нефелиновых пород. Но могут наблюдаться контакты с карбонатными породами, в которых в непосредственном соприкосновении с известняком оказывается нормальный гранит. Как указывает В. А. Жариков [1960], это может иметь место в том случае, если происходит инфильтрационное магматическое замещение известняков гранитом с выносом кальция сквозьмагматическими растворами. Наконец, возможен и такой случай, когда в контактах с карбонатны-

ми породами основность гранитоидных пород повышается, причем они постепенно, с переходом к внутренним частям магматического тела, сменяются гранодиоритами и гранитами. Такой случай, по В. А. Жарикову, может иметь место при собственно ассимиляции или диффузионном магматическом замещении, когда инфильтрационный поток растворов из магмы не является значительным и реакционное взаимодействие магмы с замещаемой породой осуществляется диффузионным путем.

Сложность и пестрота петрографического состава подобных батолитовых гранитоидных комплексов часто объясняются их многофазностью. В действительности же здесь нет места многократным «внедрениям» магмы. Конечно, сам процесс магматического замещения может иметь пульсационный характер и содержание этого процесса может меняться во времени. В описываемом формационном типе широко распространены жильные лейкократовые граниты, аплиты и т. д.; это — интродуцированные тела, образованные внедрением остаточных эвтектических расплавов. Поэтому «многофазность» подобных комплексов сложна и своеобразна. Точно так же и о «гибридной» природе всего многообразия экзо- и эндо-контактных пород «пестрых» батолитовых интрузий можно говорить, только употребляя этот термин в очень широком смысле для обозначения околоконтактных продуктов магнезиального и щелочного метасоматоза, продуктов кристаллизации лишь частично расплавленного при магматическом замещении материала, а также продуктов диффузионной ассимиляции.

Жильная фация «пестрых» гранитоидных интрузий в противоположность сложному составу продуктов главной интрузивной фации очень однообразна и представлена в большинстве случаев лейкократовыми гранитами, микрогранитами, гранит-порфирами и аплитами. Пегматиты обычно отсутствуют. Лампрофиры являются редкостью.

Крайнее непостоянство состава комплексов «пестрых» батолитовых интрузий вместе с недостаточностью аналитического материала приводит к тому, что даже приближенная петрохимическая характеристика их не может быть приведена.

Более ясны некоторые особенности их минералогии. Прежде всего обращает на себя внимание широкое развитие роговой обманки, которая является ведущим минералом в продуктах метасоматической амфиболизации и присутствует во всех собственно магматических породах, вплоть до гранодиоритов и гранитов. Бiotит, обычно постмагматический, значительно более редок. Он возникает примерно одновременно с калиевым полевым шпатом. Пироксен может быть реликтовым (в амфиболизированных основных изверженных породах, подвергающихся магматическому замещению), метасоматическим (в магнезиальных скарнах) или магматическим (в продуктах диффузионной ассимиляции карбонатных пород). В последних двух случаях он представлен диопсидом. Характерная особенность большинства гибридных (в широком смысле) пород — кислый состав плагиоклаза. Даже в породах диоритового, гранодиоритового или сиенит-диоритового состава он обычно представлен кислым андезином или даже олигоклазом. В сиенитах, граносиенитах и гранитах он имеет состав альбит-олигоклаза. Калиевый полевой шпат развивается всегда метасоматически, распределен очень неравномерно, иногда с образованием крупных порфировых выделений.

Интрузивные комплексы описываемого здесь типа относительно бедны полезными ископаемыми. Наиболее типичны связанные с ними достаточно многочисленные, но не крупные скарновые месторождения с шеелитом, молибденитом, халькопиритом, магнетитом.

Мартайгинский гранитоидный комплекс северной части Кузнецкого Алатау изучался многими исследователями. Большинство ранних исследований описывает его как многофазную интрузию, образованную последовательными инъекциями магм различного состава. Т. М. Дембо [1956] пришел к выводу, что основные и средние породы краевых фаций гранодиоритовой интрузии являются продуктами метасоматической переработки и ассимиляции кембрийских эффузивов, а сама интрузия является однофазной. Последние исследования А. Н. Дистановой в общем подтверждают выводы Т. М. Дембо и приводят к представлению об образовании комплекса в результате процессов магматического замещения.

Северная часть Кузнецкого Алатау сложена мощными толщами эффузивных, туфогенных и карбонатных пород нижнего палеозоя, смятых в крутые складки. Возраст наиболее молодых из них датируется нижним ордовиком. Наиболее распространенные эффузивные породы имеют состав андезитовых порфиритов. Диабазы и альбитофиры пользуются меньшим распространением. Широко распространены также известняки. Кроме того, имеются основные интрузии, более древние, чем гранитоидный комплекс.

Мартайгинский комплекс образует серию крупных плутонов, занимающих площади, измеряемые сотнями квадратных километров. Все массивы более или менее согласны по отношению к складчатым структурам. Более крупные массивы пространственно связаны с антиклинальными зонами. Интрузивные тела имеют тенденцию расширяться на глубине, на что указывает широкое развитие эндо- и экзоконтактовых зон, общность экзоконтактовых ореолов нескольких близлежащих массивов и т. д. Образование комплекса имело место после складчатости нижнепалеозойских толщ, причем галька интрузивных пород имеется в конгломератах нижнего девона.

Все массивы мартайгинского комплекса обладают зональным строением. В крупных массивах с более глубоким эрозионным срезом их центральные части сложены преимущественно гранодиоритами, местами гранитами. В эндоконтактовых зонах развиты более основные породы, изменяющие состав от тоналитов и кварцевых диоритов до гибридных пород диоритового и габброидного состава; переходы между этими зонами совершенно постепенные. Состав эндоконтактовых зон обнаруживает ясную зависимость от состава боковых пород. Когда боковые породы представлены андезитовыми порфиритами и их туфами, в эндоконтактовых зонах образуются диоритовые разности, иногда имеющие интрузивный облик; когда же в контакте с массивом залегают диабазовые порфириты, в контактовой зоне появляются породы габбро-диоритового или габбрового состава; на контактах с альбитофирами и их туфами образуются альбититы. Но характерно, что в эндоконтактах с известняками не наблюдается никаких изменений и с последними непосредственно соприкасаются по ровному и четкому контакту нормальные гранодиориты. В то же самое время контакты с вулканогенными породами всегда имеют расплывчатый характер без резкой границы между породами эндо- и экзоконтактовых зон, и в большинстве случаев можно говорить только о более или менее широкой (до нескольких километров) переходной зоне, где встречаются как те, так и другие образования.

Собственно магматическими породами мартайгинского комплекса являются гранодиориты, граниты и кварцевые диориты, а также редкие аплиты и спессартиты. Они обладают однородной текстурой, нормальными гипидиоморфными структурами и всеми признаками кристаллизации из магмы, образованной путем магматического замещения эффузивных (и карбонатных) пород.

Гибридные породы диоритового и габброидного состава отличаются такситовыми текстурами с неравномерным распределением роговой обманки и плагиоклаза, независимостью состава плагиоклаза от содержания темноцветных минералов, двойственным характером микроструктур с сочетанием гипидиоморфных и бластических структур со структурами замещения. Такие гибридные породы Т. М. Дембо описывал в качестве продуктов неполной ассимиляции гранитоидной магмой вещества эффузивных пород, но их скорее следует рассматривать в качестве пород экзоконтакта, испытавших более или менее сильный магнезиальный и затем щелочной метасоматоз, а в некоторых случаях — и частичное расплавление.

Дальше от контакта эффузивные породы испытывают только перекристаллизацию с преобразованием в амфибол-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые роговики.

Гранитоидный комплекс Батеневского кряжа (восточные склоны Кузнецкого Алатау) представляет собой, вероятно, полный эквивалент мартайгинского комплекса в отношении возраста и способа образования, но он отличается существенно по своему составу. Это отличие обусловлено иным составом субстрата, за счет которого он был образован, а также и несколько иным характером процесса магматического замещения.

Батеневский кряж сложен в основном карбонатными толщами кембрия. Средние и основные эффузивы здесь ограничены. Основные догранитовые интрузии, в частности описанные выше буйский габбро-диабазовый и когтахский габбро-монцонит-сиенитовый комплексы, также слагают незначительные площади.

Уйбатский плутон, залегающий почти целиком в карбонатных толщах нижнего кембрия, сложен в основном породами граносиенитового и даже сиенитового состава, причем повышение щелочности с приближением к контактам с известняками здесь выступает совершенно отчетливо. Сами контакты всегда резкие и отчетливые. Непосредственно в контактах наблюдается неширокая полоска белых диопсид-плагиоклазовых или диопсид-скаполитовых магнезиальных скарнов, на которые может накладываться постмагматическое скарнирование. Эндоконтактовые сиениты не производят впечатления нормально магматических пород. Минералогический состав их непостоянен, причем особенно изменчиво количество калиевого полевого шпата, образующего нередко крупные и неравномерно распределенные порфириовидные выделения. Темноцветные минералы — роговая обманка, частью биотит — также образуют кучные скопления, а также ленты, обуславливающие гнейсовидность породы. Очевидно, при образовании эндоконтактовых сиенитов процесс магматического замещения не сопровождался полной гомогенизацией силикатного расплава. В некоторых случаях (Тырдановское месторождение) повышение щелочности в эндоконтакте доходит до образования небольших количеств нефелиновых пород.

Вдали от контакта, в центральных частях плутона, граносиениты постепенно сменяются порфириовидными гранитами, также с очень неравномерным распределением выделений микроклина. Последний часто явно замещает плагиоклаз и производит впечатление постмагматического метасоматического минерала.

В том же случае, когда гранитоиды контактируют с древними габброидными породами, последние оказываются глубоко метасоматически преобразованными по той же самой схеме, которая типична для описанного выше мартайгинского комплекса. Здесь также можно наблюдать ряд совершенно постепенных переходов от неизмененного габбро до гра-

нита по схеме: амфиболизированное габбро — диоритовидная пятнистая порода с деанортитизированным плагиоклазом, биотитом и микроклином — кварцевый диорит с меланократовыми шлирами — гранодиорит. В отличие от мартайгинского комплекса здесь в породах контактовой зоны значительно больше калиевого полевого шпата, видимо всегда имеющего метасоматическое происхождение, почему контактовые породы нередко приобретают состав сиенит-диорита, меланократового сиенита и т. д.

Вся эта сложная ассоциация гибридных и нормально магматических пород, включая порфировидные граниты и сиениты, возникла в результате единого акта магматического замещения.

В составе магматического комплекса, кроме того, широко распространены и собственно интрузивные (интродированные) породы, представленные красными и розовыми лейкократовыми гранитами и граносиенитами, гранит-порфирами и аплитами. Эти породы слагают многочисленные дайки и жилообразные массы, иногда образующие «жаркасные» интрузии. Они сосредоточены главным образом в эндоконтактных зонах, но иногда выходят в зону экзоконтакта.

Комплекс древних гранитоидов Главного Кавказского хребта, судя по описаниям Г. Д. Афанасьева [1950], также обладает рядом признаков, позволяющих относить его к типу батолитовых гранитов, образовавшихся путем магматического замещения.

Вмещающие породы — кристаллические сланцы, содержащие послойные интрузии амфибол-пироксеновых и амфиболовых габбро-диоритов и плагиогранитов.

Батолитовые тела размером до 300 км² всегда имеют грубо зональное строение с постепенными переходами между зонами. Краевые оторочки массивов мощностью 1,0—1,5 км часто сложены диоритами и кварцевыми диоритами, в которых обычно заметна полосчатость, параллельная кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород, подчеркнутая тонкими инъекциями гранитового вещества. Эта полосчатость, вероятно, является унаследованной. К внутренним частям массива диоритовая зона постепенно сменяется гранодиоритовой, причем в гранодиоритах нередко ксенолиты диоритов. Наиболее глубокие части массивов сложены крупнопорфировидными микроклиновыми гранитами. Гранодиориты образуют среди них неправильные пятна, сливающиеся с гранитами. Часто в центральных частях таких пятен залегают ксенолиты измененных диоритов. Нередко на границах между гранодиоритами и порфировидными гранитами присутствует переходная зона порфировидных гранодиоритов. Переходы между всеми этими зонами постепенные. Г. Д. Афанасьевым, в частности, подчеркивается наличие постепенных переходов между порфировидными гранодиоритами и кристаллическими сланцами. Самыми поздними продуктами гранитоидного магматизма являются аляскитовые граниты, образующие тела, пересекающие все остальные породы комплекса.

Обсуждая вопрос о происхождении и истории образования комплекса Главного хребта, Г. Д. Афанасьев приходит к выводу, что гранодиориты и аляскиты являются собственно магматическими породами, в то время как порфировидные граниты и гранодиориты относятся к продуктам постмагматической метасоматической микроклинизации гранодиоритов и, частично, биотитовых кристаллических сланцев. С этими выводами нужно согласиться, с той только поправкой, что гранодиориты комплекса Главного хребта скорее всего являются продуктами магии, не интродированной, а образовавшейся на месте в результате процесса магматического замещения. К такому выводу приводят описания особенностей состава и строения контактовых диоритов и характера взаимоотношений последних с гранодиоритами.

Проблема образования гранитов имеет очень длинную историю и многократно обсуждалась в самых различных аспектах и с различных позиций как в советской, так и в иностранной литературе. Поэтому нет смысла поднимать снова эту проблему в общей форме и достаточно сослаться на дискуссию, отраженную в трудах Первого Всесоюзного петрографического совещания, а также в известных сборниках переводных статей под общим названием «Проблема образования гранитов». Здесь должен быть рассмотрен более узкий вопрос — происхождение такой группы гранитоидных комплексов, которая обладает ясными признаками образования на месте и не является продуктами интрузии магмы с глубины.

Возможность возникновения гранитоидных масс неинтрузивным путем допускалась многими исследователями, причем предлагались:

- 1) гипотеза селективного выплавления анхизвектического гранитового расплава из первичных алюмосиликатных пород любого состава;
- 2) гипотеза метасоматической гранитизации, сопровождающейся привнесом одних компонентов и выносом других, причем привнос и вынос компонентов в разновидностях этой гипотезы осуществляется: а) инфильтрацией жидких и газовых растворов, б) диффузией ионов в твердой среде, в) диффузией ионов в неподвижной жидкости (капиллярной);
- 3) гипотеза анатектического переплавления древних гранитов;
- 4) гипотеза магматического замещения.

Селективное выплавление эвтектических гранитоидных жидкостей из пород негранитового состава в результате только повышения температуры или понижения давлений — процесс возможный, но главным образом в обстановке больших глубин. Кроме того, при этом процессе неизбежно будут выплавляться только небольшие объемы эвтектической жидкости, которая будет рассеяна в веществе первичных пород, оставшемся в твердом состоянии и избыточном по отношению к эвтектике. Значительные объемы таких эвтектических (гранитоидных) расплавов могут появиться только после их мобилизации и интрузии. Иначе говоря, неинтрузивные массы однородного гранитового материала, имеющие батолитовые размеры, таким путем возникать не могут [Кузнецов, 1955].

Анатектическое переплавление древних гранитов представляет собой, по существу, частный случай селективного выплавления, поскольку граниты являются анхизвектической системой. Однако такой случай в обстановке тех глубин, где образуются неинтрузивные батолитовые гранитоидные тела, мало вероятен и, во всяком случае, нигде никем не описан.

Метасоматическая гранитизация, по крайней мере инфильтрационная, — это вполне реальный процесс, осуществляющийся в обстановке и больших, и малых глубин. Он обязательно сопровождается привнесом воды, щелочей, иногда кремнезема и выносом магния и железа, иногда кальция и выражается в таких преобразованиях первичной породы, которые приближают ее состав к составу гранита. При этом процессе масса породы в целом сохраняет кристаллическое состояние и жидкая или газообразная фаза присутствует в системе в небольших количествах. Главнейшим результатом метасоматической гранитизации любых первичных алюмосиликатных пород является их фельдшпатизация, часто с образованием крупных порфировластов микроклина. Собственно граниты с характерными для них структурами и составом образоваться при этом

процессе не могут [Коржинский, 1952], и метасоматическую гранитизацию следует рассматривать только как процесс, подготавливающий вещество первичной породы к переходу его в магматическое состояние, причем направленность химических преобразований в первичной породе выражается в том, что состав последних постепенно приближается к составу гранитоидных эвтектик [Кузнецов, 1955].

Разработанная Д. С. Коржинским гипотеза магматического замещения лучше других объясняет все особенности описанной выше группы гранитоидных батолитовых формаций (а также и механизм образования глубинных магматических очагов).

Д. С. Коржинский [1952] еще на ранних стадиях разработки этой гипотезы совершенно правильно обратил внимание на то обстоятельство, что гранитовые породы, являющиеся многоминеральными системами с более или менее постоянным количественным и качественным минеральным составом, уже по своей природе не могут быть продуктами метасоматических процессов, так как при интенсивном метасоматозе число одновременно устойчивых минералов в образующейся метасоматической породе всегда сокращается, причем всегда обнаруживается тенденция к образованию мономинеральных пород. Таким образом, постоянство состава гранитов (и других гранитоидных пород) в пределах конкретного массива, а часто в пределах многих массивов, противоречит гипотезе метасоматического их происхождения. Это выравнивание состава гранитов может быть осуществлено только при кристаллизации из вполне однородной магмы, и, следовательно, гранитоиды в массе своей — это породы магматические. Следовательно, магматическое состояние — это совершенно неизбежный этап в процессе магматического замещения осадочных и других пород гранитами.

В процессах магматического замещения ведущую роль играют «сквозьмагматические растворы», имеющие глубинное происхождение и приносящие с собой в зону гранитизации и магматического замещения воду, калий, натрий и другие компоненты, «вполне подвижные» при процессах гранитизации и кристаллизации гранитовой магмы. «Глубинность» воды может быть доказана примером гранитизации практически безводных толщ кристаллических сланцев (см. приведенный выше пример посольненского комплекса). Глубинный источник для калия и натрия доказывается тем, что метаморфизм и замещение гранитоидами осадочных толщ, как правило, сопровождается привносом этих элементов. Анализируя вопрос о происхождении этих «сквозьмагматических растворов», Д. С. Коржинский приходит к выводу [1955], что компоненты их в существенной степени ювенильны. Они поднимаются со значительных глубин, являясь одним из продуктов глубинной гравитационной дифференциации земного вещества, сопровождающей, в соответствии с гипотезой О. Ю. Шмидта, формирование нашей планеты и продолжающейся до настоящего времени. Известная связь гранитоидных интрузий, да и вообще всей магматической деятельности, с глубинными разломами, проникающими в глубокие слои земли и являющимися естественными путями для поднимающихся легких продуктов дифференциации земного вещества, подтверждает это предположение о глубинном происхождении сквозьмагматических растворов. Совершенно естественно, что те же сквозьмагматические растворы являются и основными переносчиками тепла, громадные количества которого затрачиваются на метаморфизм, гранитизацию и частичное расплавление осадочных толщ.

В процессе магматического замещения некоторого объема первичных пород можно выделить несколько последовательно сменяющих друг дру-

га стадий. Проникновение горячих глубинных сквозьмагматических растворов в толщу осадочных, метаморфических или древних изверженных пород прежде всего обуславливает проявление в них раннего метаморфизма, который не ограничивается перекристаллизацией, но практически всегда сопровождается привносом не только щелочных металлов, но и менее подвижных компонентов. В приведенных выше примерах мы могли видеть, что ранний метасоматоз обычно начинается амфиболизацией или биотитизацией замещенных пород и завершается фельдшпатизацией. При амфиболизации и биотитизации всегда идет привнос магния и иногда железа, и эта стадия процесса может быть названа магнезиальным метасоматозом. Источник магния не ясен, но при сопоставлении составов замещаемых первичных пород и замещающих их гранитов можно сделать заключение, что при магнезиальном метасоматозе идет главным образом переотложение магния (иногда железа), который выносится из зоны фельдшпатизации и переплавления и накапливается в зоне амфиболизации. Источником щелочей (и кремнезема) при процессах фельдшпатизации, судя по сопоставлению химических составов первичных пород и продуктов их замещения, всегда являются сквозьмагматические растворы. Таким образом, в результате проявления раннего метасоматоза химический состав первичной породы постепенно изменяется в совершенно определенном направлении — приближения ее к составу гранитовой эвтектики, причем процесс этот закономерно перерастает в плавление, т. е. в маглообразование.

В магматическую стадию может идти дальнейшее повышение температуры и продолжаться дальнейшее изменение состава расплава (магмы) и дальнейшая его гомогенизация благодаря продолжающемуся притоку сквозьмагматических растворов, проникающих снизу сквозь магму и высачивающихся из нее в породы кровли, где они продолжают свою работу раннего метаморфизма и метасоматоза замещаемых пород, подготавливая химически и термически вещество последних для продолжающегося процесса плавления. В итоге, развитие этого процесса в пространстве и времени приводит к постепенному продвижению вверх фронта метасоматоза и фронта маглообразования, но сама магматическая жидкость может и не перемещаться в пространстве. Понятно, что магма, возникающая в процессе магматического замещения, конечно, может быть только открытой системой; степень ее «открытости», вероятно, уменьшается с началом охлаждения и кристаллизации.

Состав магмы, возникающей в процессе магматического замещения, а также, естественно, и состав магматических пород, образующихся при ее кристаллизации, и их взаимоотношения с породами экзоконтакта, с одной стороны, определяются составом замещаемых пород, а с другой — составом и интенсивностью инфильтрации сквозьмагматических растворов.

По-видимому, легче всего процесс маглообразования идет в том случае, когда замещаемая порода имеет состав, близкий к эвтектическому. При этом просачивание в нее горячих сквозьмагматических растворов довольно быстро приводит к ее расплавлению с образованием за счет замещенной породы водосодержащего эвтектического расплава. Расплавление сопровождается поглощением тепла, в силу чего, при условии непрерывного просачивания раствора, на фронте расплавления устанавливается температурный скачок с резким понижением температуры магмы до эвтектической, чем, видимо, и определяется обычный четкий контакт гранитов с роговиками даже в неинтродуцированных плутонах. «Каждая порция восходящих подвижных компонентов магмы производит на кон-

такте магмы расплавление некоторого количества боковой породы, теряя при этом избыток тепловой энергии, а далее просачивается через породы кровли в виде поровых растворов, производя метасоматическое, а выше нормально-метаморфическое изменение пород... На фронтах метасоматоза происходит изменение минералогического состава пород кровли с привносом и выносом более подвижных компонентов в соответствии с их концентрацией в восходящих растворах, в результате чего качественный минералогический состав пород все более приближается к составу гранитоида. На фронте эвтектического расплавления те минералы боковой породы, которые находятся в некотором избытке сравнительно с эвтектическим составом, остаются в кристаллическом состоянии и в рассматриваемом случае могут не испытывать существенно механическое перемещение, в силу чего гранитизированная порода может сохранить те или иные черты текстуры и структуры исходной породы. К этому случаю приближается гранитизация пород типа глинистых сланцев, граувакк и прочих сходных пород. Такая гранитизация может происходить без существенного изменения объема, что сближает это магматическое замещение с метасоматическим» [Коржинский, 1952, с. 63—64].

«Другой крайний случай представляет боковая порода, сложенная такими компонентами, которые входят в состав гранита лишь в незначительном количестве, например, известняки. Выделяемые магмой растворы недосыщены этими компонентами, и поэтому на контакте с магмой, выделяющей восходящие растворы, будет происходить растворение породы кровли, с уносом ее компонентов вверх. Освобождающееся пространство должно заполняться поднятием магмы. Усложнение вносится тем обстоятельством, что растворение боковой породы может вызвать одновременное понижение растворимости и выпадение из раствора других его компонентов. Поэтому растворяемая порода будет в той или иной степени метасоматически замещаться минералами, свойственными эндоконтактной зоне магматической породы. Такое замещение будет, как правило, сопровождаться уменьшением объема, с инъекцией магмы в замещаемую породу...» [там же, с. 64].

«В обоих рассмотренных случаях магматическое замещение совершается под воздействием потока растворов, пересекающих контакт, и в этом смысле в обоих случаях можно говорить об «инфильтрационном магматическом замещении». В первом случае инфильтрационного магматического замещения с преобладанием расплавления может отсутствовать не только перемещение боковой породы, но и течение образующейся магмы. Во втором случае инфильтрационного магматического замещения с преобладанием растворения боковой породы течение магмы с инъецированием растворяемой породы неизбежно, но перемещение боковой породы может отсутствовать, что и дает основание относить этот случай к магматическому замещению, в отличие от случаев интрузии магмы с раздвижением боковых пород» [там же, с. 65].

«Более сложный случай мы имеем, когда порода кровли состоит из компонентов гранита, но состав ее существенно отличается от эвтектического. Выделяемые магмой растворы прежде всего будут производить метасоматическое изменение такой породы, растворяя одни ее компоненты и осаждая другие, с образованием минералов, устойчивых по отношению к магме. Это метасоматическое изменение в большинстве случаев сопровождается сокращением объема, но в некоторых случаях возможно и увеличение объема. Затем произойдет расплавление эвтектической части породы, причем образовавшаяся на данном участке магма будет содержать кристаллы избыточных минералов. С продвижением фронта расплав-

ления температура рассматриваемого участка магмы повысится (так как без перегрева магмы расплавление у контакта невозможно) и часть избыточных минералов растворится, изменив состав магмы. Но диффузионный поток восходящих через магму подвижных компонентов должен вызвать выравнивание состава магмы на пути своего следования, «растворяя» (увлекая за собой) избыточные компоненты эндоконтактовых зон. Поэтому избыточные минералы эндоконтакта должны постепенно растворяться и состав эндоконтактовой породы приближаться к тому, который преобладает ниже по пути следования сквозьмагматического потока. Так, при гранитизации основных пород прежде всего имеет место метасоматическая амфиболизация и биотизация, затем превращение в меланократовые мигматиты, а затем осветление мигматитов, т. е. уменьшение содержания цветных минералов, с переходом в нормальную для данного массива разность гранитоидов» [там же, с. 65—66]. Эти цитаты из работы Д. С. Коржинского [1952] очень хорошо вскрывают сущность предложенной им гипотезы магматического замещения.

Рассматривая вопрос о зависимости состава возникающей в процессе магматического замещения гранитоидной породы от концентрации (точнее, химического потенциала) калия и натрия в расплаве, зависящей, в свою очередь, главным образом от состава сквозьмагматических растворов, Д. С. Коржинский пришел к выводу, что при кристаллизации магм, возникающих в процессах гранитизации и магматического замещения, совсем не обязательно образуются только граниты. Состав магматических пород может быть очень разнообразным, причем разнообразие зависит от состава сквозьмагматических растворов и в особенности от относительных количеств привносимых с ними щелочных металлов.

Рассматривая свойства сквозьмагматических растворов, Д. С. Коржинский [1955] пришел к заключению, что они являются как бы промежуточными между свойствами диффузионных и инфильтрационных потоков, а В. А. Жариков [1960] полагает, что при магматическом замещении имеют место и диффузионное, и инфильтрационное перемещения вещества и что состав пород эндоконтактовых зон в значительной мере зависит от активности диффузионного и инфильтрационного потока. В чисто диффузионном потоке, по Д. С. Коржинскому, компоненты сквозьмагматических растворов находятся в виде растворов, поэтому естественно, что диффузия всегда направлена на выравнивание концентраций каждого компонента в жидкости. Инфильтрационный же поток в жидкости вызывается силами тяготения и заключается в поднятии пузырька менее плотной фазы в более плотной жидкости. Поэтому инфильтрационный поток направлен всегда, в общем, вверх. Так как диффузия и инфильтрация не зависят друг от друга и управляются совершенно различными законами, возможны такие случаи, когда инфильтрационный и диффузионный потоки будут направлены навстречу друг другу.

В типичном случае, по Д. С. Коржинскому, магматическое замещение — это существенно инфильтрационный процесс с очень небольшой ролью диффузионных явлений. Особенно хорошо это доказывается на контактах гранитов с основными породами. Всеми исследователями отмечается, что при гранитизации основных пород происходит обеднение их магнием и железом. Это обеднение не может быть объяснено диффузией магния и железа книзу, в сторону более кислой неконтаминированной гранитной магмы. Магний и железо инфильтрационным потоком выносятся вверх в экзоконтактовую зону, где принимают участие в образовании метасоматических биотита и роговой обманки. Одновременно зона гранитизации обогащается щелочами, фиксирующимися здесь в виде полевых шпатов.

Особенно эффектно различная роль инфильтрационных и диффузионных процессов проявляется в контактах гранитов с карбонатными породами. По В. А. Жарикову [1960, с. 515—516], в случае существенно инфильтрационного процесса карбонатные породы будут замещаться гранитом или гранодиоритом без какого-либо изменения последних в эндоконтактной зоне. Магматическое замещение при этом сопровождается очень энергичным промыванием контакта сквозьмагматическими растворами, которые растворяют и полностью выносят кальций известняков, а на контактах с доломитами в экзоконтактной зоне часто образуются магнезиальные скарны, в частности диопсид-плагноклазовые, которые нередко принимаются за магматические породы.

Достаточно широко представлен в природе и другой крайний случай, когда в контактовой зоне осуществляется реакционное взаимодействие магмы с замещаемой породой существенно диффузионным путем, в то время как роль инфильтрационного потока из магмы незначительна. В этом случае магма, растворяя и замещая вмещающие известняки, не очищается при помощи сквозьмагматических растворов от заключенного в них кальция, а усваивает его. Это вызывает повышение химического потенциала кальция в магме и его диффузию во внутренние части магматического тела. Соответственно изменяется состав расплава, и в результате в эндоконтактной зоне возникают гранитоидные породы повышенной основности, постепенно к внутренним частям интрузива переходящие в гранодиориты и граниты. Этот случай, обычно описываемый как ассимиляция, В. А. Жариков предлагает назвать диффузионным магматическим замещением.

Нередко в природе встречается и промежуточный между этими двумя крайними случай, особенно ярко проявляющийся, когда вмещающие породы представлены доломитами. В результате одновременного проявления инфильтрационных и диффузионных процессов возникают такие условия, при которых взаимодействие между магмой и сквозьмагматическими растворами и доломитами протекает по следующей схеме. «При инфильтрационном магматическом замещении из расплава непрерывно выделяются находившиеся в равновесии с ним сквозьмагматические растворы. Проникая в доломиты, они вступают с ними в реакционное взаимодействие. При этом из раствора осаждаются кремнезем, глинозем, железо, образующие вместе с компонентами доломита магнезиальные скарны, а раствор насыщается MgO и CaO . Наиболее значительное растворение Mg , Fe , Ca происходит непосредственно на фронте замещения магмой магнезиальных скарнов, где сквозьмагматическими растворами выносятся во внешние зоны магнезиальных скарнов количества этих компонентов, избыточные против котектического состава магмы» [Жариков, 1960, с. 513].

«Растворение таких сильных оснований, как, например, MgO , вызывает значительное повышение активности (химических потенциалов) других оснований и прежде всего сильно ионизированных щелочей — $NaOH$ и особенно KOH , это, в свою очередь, обуславливает диффузию щелочей навстречу потоку растворов, т. е. обратно в расплав. Следствием встречной диффузии K_2O и Na_2O является повышение потенциалов щелочей в эндоконтактных зонах магмы, с образованием щелочных фаций гранитоидов» [там же, с. 513]. В результате в эндоконтактных зонах гранитоидных интрузий и образуются гранитоиды с повышенной щелочностью: граноспелиты, спелиты, щелочные спелиты, монцониты, а иногда (повидимому, только на контакте с доломитами) также и нефелиновые спелиты.

Изложенная выше гипотеза магматического замещения очень хорошо объясняет все особенности ряда батолитовых гранитоидных интрузий.

Процессы магматического замещения, так же как и их продукты — «неинтродуцированные» плутоны гранитоидов, несомненно, очень широко распространены в природе. Поэтому совершенно неизбежно всплывает вопрос о критериях распознавания интродуцированных и неинтродуцированных плутонов. Вопрос этот является очень трудным и во многих конкретных случаях не может быть решен сколько-нибудь определенным образом, поскольку, например, дискордантные плутоны с четкими секущими контактами могут возникать и при интрузии готовой магмы, и в процессе магматического замещения.

В типичных случаях плутоны, образовавшиеся на месте путем магматического замещения, обнаруживают ясную зависимость своего состава от состава замещенных пород. В существенно глинистых и песчано-глинистых толщах образуются тела, сложенные биотитовыми микроклиновыми гранитами, в граувакковых толщах — преимущественно тела гранодиоритового, тоналитового состава, а при замещении сложных по составу эффузивно-карбонатно-сланцевых толщ образуются гранитоидные тела весьма пестрого состава.

Особенно показательны контакты с карбонатными и основными изверженными породами, поскольку именно здесь мы встречаемся с широким развитием следов незаконченных реакций благодаря контрастности химических составов замещаемой породы и замещающего материала. Проявления интенсивного магнезиального метасоматоза магматической стадии, выражающегося в амфибололизации и биотитизации древних основных изверженных пород экзоконтакта, более поздний щелочной метасоматоз, приводящий к фельдшпатизации, следы незаконченного расплавления метасоматизированных пород, образование магнезиальных скарнов на контакте с доломитами и, особенно, повышение щелочности пород эндоконтактной зоны с образованием граносиенитов, сиенитов, сиенит-диоритов, монцонитов, а на контактах с доломитами даже нефелиновых сиенитов — все это такие особенности, которые свойственны плутонам, образовавшимся в процессе магматического замещения. Наоборот, собственно ассимиляционные явления, выражающиеся в диффузионном растворении вмещающих пород и ксенолитов, которые ведут к повышению основности пород эндоконтакта, более свойственны интродуцированным телам. Сущие контакты гранитов с известняками без изменения в контактовой зоне тех и других могут возникать и при интрузии химически неактивной гранитовой магмы, и при очень интенсивном инфильтрационном магматическом замещении. В. А. Жариков [1960] указывает также, что гранитоидные плутоны, залегающие в карбонатных толщах и обладающие штокообразной, дискордантной формой, неправильной формой контактов, с заливами и апофизами, обилием ксенолитов и выступов кровли, широким развитием пластовой, сетчатой, желвачной инъекции во вмещающих породах, образовались, скорее, на месте в результате магматического замещения.

При магматическом замещении песчано-сланцевых и граувакковых толщ, обладающих составом, очень близким к составу гранита, процесс этот, естественно, идет значительно легче, поскольку для преобразования единицы объема замещаемых пород в гранит или гранодиорит требуется затратить во много раз меньше энергии и вещества сквозьмагматических растворов по сравнению со случаем замещения основных изверженных и особенно карбонатных пород. Поэтому следов незаконченного магматического замещения в этом случае мы или совсем не наблюдаем, или же они выявляются с трудом в виде присутствующих в магматической породе реликтовых минералов (особенно кварца), реликтовых текстур и структур. Магнезиальный метасоматоз магматической стадии, выражающийся

в биотитизации, здесь также проявляется не столь эффектно, как в случае контактов с основными породами. Обычно широко проявляется щелочной метасоматоз с развитием порфировобластов микроклина. Так как расплавление, или магнообразование (в которое закономерно перерастает метасоматический процесс, связанный с действием просачивающихся сквозь-магматических растворов), сопровождается поглощением тепла, на фронте расплавления должно наблюдаться понижение температуры магмы до температуры плавления гранитовой эвтектики, что обуславливает четкий контакт гранитов с роговиками в плутонах, образовавшихся путем магматического замещения [Коржинский, 1952, с. 63]. Поэтому наличие четких секущих контактов в гранитовых плутонах совсем не является доказательством их интрузивного (интродуцированного) происхождения. И вместе с тем наблюдения над контактовой зоной в гранитовых плутонах, залегающих в терригенных толщах, мало что дают и в пользу гипотезы образования их путем магматического замещения. По-видимому, лучшим критерием генезиса гранитоидных плутонов является все же соотношение их (в частности, их внутреннего строения) со структурой вмещающих пород. Факт поглощения, замещения крупных блоков осадочных и других толщ без нарушения свойственных им для данного района условий залегания, конечно, говорит в пользу образования гранитоидного плутона на месте в результате инфильтрационного магматического замещения, так как никакая магма не может обладать таким запасом энергии, чтобы обеспечить диффузионное растворение (собственно ассимиляцию) больших количеств вмещающих пород. Для решения поставленного вопроса необходимо прежде всего выполнение детального геологического картирования не только самого плутона, но и его окружения, с целью выявления тектоники вмещающих пород, внутренней тектоники плутона, состава и строения эндо- и экзоконтактных зон и т. д. Хорошая геологическая карта большей частью дает возможность безошибочно решить вопрос об интрузивной или неинтрузивной природе гранитоидного плутона.

Рассмотрим теперь вопрос о возможных соотношениях между интрузивными и неинтрузивными плутонами. Вопрос этот очень сложен, и, вероятно, в совершенно чистом виде тот и другой процессы практически никогда не проявляются, может быть, за исключением некоторых дайковых и явно субвулканических интрузий. Выше уже упоминалось о том, что в некоторых случаях сам механизм инфильтрационного магматического замещения предопределяет интрузию только что образованной магмы. Это бывает, например, в случаях интенсивного промывания сквозьмагматическими растворами известняков с выносом большей части растворенного материала. Замещение в этом случае, как указывает Д. С. Коржинский, идет с уменьшением объема, и поэтому подток, или «интрузия», магмы в освобождающееся пространство является неизбежным. Но и во всех других случаях сам факт возникновения сколько-нибудь значительных объемов расплава, т. е. высокопластичного текучего вещества, предопределяет и возможность перемещения его в пространстве при образовании трещин в породах кровли, малейших тектонических подвижках, в силу гидравлического напора благодаря увеличению объема при переходе из твердого состояния в жидкое, при плавлении в случае ограниченного инфильтрационного выноса компонентов, избыточных к гранитной эвтектике и т. д. Наконец, при известных условиях может проявиться чисто гравитационное всплывание крупного пузыря относительно легкой магмы с образованием диапир-плутонов. Этот последний случай, по-видимому, является даже неизбежным, если фронт магнообразования подходит близко к дневной поверхности. Поэтому любой плутон, образовавшийся в ос-

новном на месте путем магматического замещения, может сопровождаться явно интрузивными телами гранитов, аляскитов, аплитов и т. д., всегда явно более поздними по сравнению с гранитоидами замещения. Но вряд ли в данном случае эти «дополнительные» интрузии перемещались на сколько-нибудь значительное расстояние, и во всяком случае источниками их не являются какие-то невидимые магматические очаги. С другой стороны, и в явно интродуцированных, даже субвулканических плутонах, при внимательном исследовании, видимо, всегда можно обнаружить следы процессов того же магматического замещения, поскольку в данном случае магма сама может выделять некоторое количество растворов, вызывающих инфильтрационное магматическое замещение, а при открытой связи с более глубоким очагом магнеобразования этот процесс может идти и в очень крупном масштабе. В общем же резкой границы между интродуцированными и неинтродуцированными плутонами нет, так же как нет четкой границы между описанным здесь формационным типом батолитовых гранитов и описанными ранее типами существенно гранитовых, гранодиоритовых и сиенитовых субвулканических интрузий. Относительная роль интродуцированных и неинтродуцированных пород, слагающих конкретные гранитоидные комплексы, меняется при прочих равных условиях с глубиной их формирования. Чисто замещенные тела более свойственны большим глубинам, в то время как интродуцированные без следов замещения образуются в приповерхностной обстановке, хотя надо сказать, что решающую роль в проявлении той или иной, интрузивной или неинтрузивной, формы глубинного магматизма все же должны играть физическое состояние зоны повышенной проницаемости, являющейся путепроводом для глубинных сквозьмагматических растворов, а также состав, температура и химическая активность последних.

В заключение стоит сказать несколько слов о так называемых «глубинных магматических очагах» и их роли в образовании гранитоидных плутонов. Данная точка зрения на происхождение батолитовых гранитоидных плутонов делает лишней самую постановку вопроса о глубинных магматических очагах. Из изложенного ясно, что каждый такой неинтродуцированный плутон был в свое время областью магнеобразования, т. е. очагом, в котором рождалась магма. Выше высказано мнение о том, что неинтродуцированные плутоны могут возникать на различных глубинах, вплоть до приповерхностной обстановки. Отсюда можно сделать вывод, что «глубинные очаги», дающие гранитоидные магмы, которые, переместившись с места своего рождения, образуют различные интродуцированные плутоны, могли возникнуть на самых различных глубинах в пределах осадочно-гранитной оболочки. Во многих случаях это перемещение магматических масс могло быть и не особенно большим.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ УСТОЙЧИВЫХ ОБЛАСТЕЙ

Подвижным, или геосинклинальным областям могут быть противопоставлены устойчивые области, к которым следует отнести древние платформы и щиты, молодые платформы или области завершенной складчатости, а также океанические блоки. Конечно, устойчивость этих структур-

ных элементов земной коры относительно. Известно, что во всех устойчивых областях тектонические движения проявляются, но уже существенно иначе, чем в подвижных областях. Магматизм устойчивых областей также в достаточной мере специфичен, причем характерным является решительное преобладание базальтовых излияний и основных интрузий, хотя наряду с последними в пределах устойчивых областей встречаются также интрузивы ультраосновного, щелочного и даже гранитового состава. Поэтому и типы магматических формаций устойчивых областей достаточно разнообразны.

Почти нет типов магматических формаций, которые были бы специфичными только для древних платформ, для щитов, для молодых платформ (областей завершенной складчатости) или для океанических блоков. Исключение составляет только формация кимберлитов, которая пока неизвестна вне древних платформ. Все же остальные формационные типы, которые обычно считаются типично платформенными образованиями, встречаются и вне древних платформ. Например, трапповая формация известна в области Пьемонта Аппалачей, в Кузбассе, в Тургайском прогибе и Западно-Сибирской низменности и т. д. Щелочные оливин-базальтовые (трахибазальтовые) формации широко распространены в областях завершенной складчатости (Прибайкалье, Овернь, Рейнская область), на древних платформах (Восточная Африка и Аравия). Формация нефелиновых сиенитов в очень близком проявлении известна в пределах щитов и молодых платформ (областей завершенной складчатости).

Магматические формации устойчивых областей распределены в пространстве крайне неравномерно. Известны громадные платформенные области, практически лишенные проявлений «платформенного» магматизма (Русская, Северо-Американская платформы). В пределах других платформ этот «платформенный» магматизм проявлен весьма интенсивно, но и в этом случае он всегда сосредоточен только в некоторых частях платформенной области.

При анализе истории жизни всех без исключения платформ, особенно древних, бросается в глаза, что в течение громадных промежутков времени в их пределах совершенно отсутствуют какие-либо проявления магматической деятельности, и вспышки магматизма всегда связываются с оживлением тектонических движений и нарушением собственно платформенного режима. Например, в пределах Сибирской платформы магматическая деятельность не проявлялась практически в течение всего палеозоя и, возможно, в продолжение всей рифейской эры. И только после миллиарда лет амагматического периода жизни Сибирской платформы, в конце перми и в нижнем триасе произошла вспышка бурной магматической деятельности. Еще более продолжительным является амагматичный период жизни Африканской платформы (вероятно, с архея до нижней юры). Такая же, но все же менее ярко выраженная картина наблюдается и в областях завершенной складчатости.

Е. В. Павловский, кажется, первым обратил внимание на то, что платформенный магматизм специфически связан с крупными изменениями тектоники платформ. При этом образуются крупные сводовые поднятия, осложненные глубокими впадинами, в которых быстро накапливаются мощные толщи континентальных отложений. Этот процесс Е. В. Павловским был назван «аркогенезом». По сути дела, эти же явления некоторые исследователи называют «активизацией платформ», хотя содержание последнего термина шире.

Таким образом, «платформенный» магматизм оказывается связанным не с собственно платформенным режимом, т. е. не с устойчивостью «устой-

чивых» областей, а с местами и периодами резкого увеличения тектонической их активности, иначе говоря, с нарушением платформенного режима. При этом особую роль в процессах платформенного магматизма играют возникновение и дальнейшее развитие сводовых структур.

До появления статей Е. В. Павловского [1948а, б, 1953] на этот тип структур в нашей литературе не обращалось должного внимания, и только в работе И. В. Корешкова [1960] были рассмотрены основные особенности развития областей сводовых поднятий на древних и молодых платформах и, в частности, та обстановка, в которой возникает и развивается «платформенный» магматизм.

Сводовые поднятия, по И. В. Корешкову, образуются и на древних платформах, и в областях завершенной складчатости. Им обычно предшествует очень длительный подготовительный этап, выражающийся в образовании обширных поверхностей выравнивания и мощной коры выветривания.

В первую стадию сводового развития возникают крупные поднятия. Ширина свода может достигать 600—800 км (Байкальский свод), но может быть и меньше; например, ширина Рейнского свода, включая Шварцвальд и Вогезы, всего около 200 км. Обычно интенсивность поднятия значительно превышает интенсивность сноса, и в результате возникает высокогорная область. К этой стадии бывает приурочено и покровное оледенение. По достижении высшего предела поднятия свод раскалывается и распадается на горсты и грабены, что обуславливает резкое расчленение рельефа и усиление эрозионной деятельности. Максимальные растягивающие усилия, естественно, создаются в центральной, наиболее поднятой, части свода и у его основания. Поэтому именно в центральной и периферической частях возникают в первую очередь разломы, сопровождающиеся оседанием и поднятием блоков.

С того момента, как разрывная тектоника получает преобладание над пластическими деформациями в виде пологого вспучивания или образования складок большого радиуса, свод вступает во вторую стадию своего развития. Он расчленяется на сложную систему горстов и грабенов, что сопровождается аккумуляцией больших масс обломочных осадков в понижениях рельефа. Энергичная эрозия ведет к общему понижению свода, покровные оледенения деградируют в долинах, а затем и совсем исчезают, а маломощные моренные отложения сменяются мощными толщами обломочных пород, накопившихся преимущественно в озерной обстановке.

Третья стадия сводового развития — это стадия накопления угленосных толщ. Интенсивное углеобразование обусловлено прежде всего благоприятным климатом (умеренным и влажным), наличием большого числа депрессий рельефа, занятых озерами, и быстрым захоронением торфяников массами озерных обломочных отложений. Поднятые части свода в это время продолжают энергично разрушаться. Накопление угленосных толщ происходит в течение длительного времени — до начала массового вулканизма.

Четвертая стадия сводового развития, стадия массового вулканизма и оседания свода, наступает закономерно и неизбежно в конце цикла сводового развития; нередко оседание оказывается настолько большим, что остатки свода оказываются погруженными под уровень моря.

Схема развития процесса сводообразования, предложенная И. В. Корешковым, и особенно его рассуждения о движущих силах процесса сводового развития, которые здесь не приводятся, как и всякая идеальная схема, несколько надуманна и далеко не всегда соответствует фактам, причем наименее обоснованно выделение обязательной стадии углеобразования в этом процессе. Но связь базальтового магматизма с обрушением свода-

вой структуры несомненна. Кроме того, эта схема нуждается в поправках и дополнениях.

Прежде всего следует отметить, что магматизм, связанный со сводообразованием, далеко не так однообразен, как это думает И. В. Корешков, и может быть представлен в разных случаях: толеит-базальтовыми (трапповыми), оливин-базальтовыми, щелочно-габброидными, нефелин-сиенитовыми, щелочно-ультраосновными, щелочными и даже гранитовыми комплексами, причем некоторые из них специфически связаны с особыми типами сводовых структур и осложняющих их впадин оседания.

Соответственно и формы проявления магматизма также достаточно разнообразны. Это могут быть трещинные излияния и пластовые интрузии, сопровождающиеся дайками, а также трубки взрыва и центральные интрузии различного типа.

Сами сводовые структуры проявляются многообразно. Они могут быть подразделены прежде всего по своим размерам. Например, современные континенты можно рассматривать в качестве огромных сводовых структур первого порядка, на их фоне выделяются сводовые структуры и осложняющие их прогибы второго порядка, например Тянь-Шань-Алтайское, Байкало-Патомское, Восточно-Африканское поднятия и т. д. Своды и связанные с ними прогибы могут быть различны по форме. Выделяются два основных типа.

1. Обширные своды более или менее изометричных очертаний. Образующиеся на месте их прогибы также имеют характер обширных плоских синеклиз, выполненных континентальными и вулканогенными толщами с обильными пластовыми интрузиями. Такой тип сводов свойствен преимущественно древним платформам. Кристаллические щиты являются частным случаем таких изометричных сводов очень древнего заложения, испытывающих медленные, но неуклонные поднятия и никогда не переживавших стадию распада (оседания) с образованием прогибов и массовым магматизмом. Впрочем, и на щитах достаточно широко распространены центральные и трещинные интрузии основной и щелочной магмы, которые можно связать только с развитием свода.

2. Своды резко удлинённые, сопровождающиеся параллельными системами линейных впадин-грабенов, имеющих рифтовый характер. Такие сводовые структуры более характерны для областей завершённой складчатости (молодых платформ), хотя встречаются и на древних платформах (например, Восточно-Африканский свод). Это различие в форме свода, вероятно, определяется свойствами субстрата фундамента. Изометричные очертания сводов, развивающихся на древних платформах, связаны с более или менее изотропным строением фундамента древних платформ, в то время как вытянутая форма сводов на молодых платформах всегда является согласной со складчатой структурой основания и, следовательно, — унаследованной. Природа больших расколов планетарного масштаба в виде Восточно-Африканских рифтов или рифтовой впадины, прослеженной вдоль всего Центрально-Атлантического свода, остается загадкой.

Намечается различие между этими двумя типами сводовых структур и в отношении характера магматизма и типов исходных магм. Оседание изометричных плоских сводов на древних платформах обычно сопровождается трапповым магматизмом, в то время как с образованием линейных грабенов-рифтов связано излияние оливиновых базальтов и их субщелочных и щелочных дифференциатов. Характер внутренних причин этих связей неясен. Но, кажется, что различия эти определяются в основном глубиной заложения разломов, по которым происходит оседание свода.

Магматизм платформенных областей и внутренних частей океанов проявляется преимущественно излияниями основных базальтовых лав

и пластовыми интрузиями долеритов. Иного состава породы — более основные или более кислые, или щелочные — хотя и не являются редкостью, но встречаются всегда в подчиненных количествах; все они обычно рассматриваются в качестве продуктов дифференциации базальтовой магмы или магм, хотя по отношению ко многим из них может быть доказан и иной генезис. Многочисленные исследования показывают, что родоначальная для большинства формаций устойчивых областей базальтовая магма не однородна по своему составу. Давно выделены два основных типа базальтовых магм — толеит-базальтовая, пересыщенная кремнеземом, и оливин-базальтовая — слегка недосыщенная. Но более детальное изучение говорит о том, что между этими типами магм и соответственно образованными или магматическими комплексами нет резкой границы.

Работы последних лет также показывают, что представления о специфической приуроченности толеитовых базальтов к материковым областям, а щелочных оливиновых базальтов к внутренним частям океанических впадин нуждаются в существенных поправках. Также нет больших различий между щелочным базальтовым магматизмом океанских вулканов и молодых базальтовым магматизмом материков вне так называемого Тихоокеанского вулканического кольца. Все это определяет значительную долю условности в выделении главных формационных типов, границы между которыми оказываются весьма расплывчатыми. Но весь ряд (или группа) эффузивно-интрузивных формаций является достаточно определенным.

Затем, как известно, базальтовые магмы обладают невысокой химической активностью и содержат относительно немного летучих. Поэтому главными, наиболее распространенными формами базальтоидного магматизма являются спокойные трещинные излияния или цитовые вулканы гавайского типа, а также тесно связанные с наземными излияниями, но иногда более поздние, пластовые интрузии. Значительные накопления пирокластического материала, свидетельствующие о взрывной деятельности базальтовой магмы, хотя иногда и широко распространены (Сибирская трапповая формация), но не являются типичными. Естественно поэтому, что наиболее распространенные и крупные по объемам магматические формации всегда представлены сложными эффузивно-интрузивными комплексами, состоящими из базальтовых лав и туфов, а также пластовых интрузий и даек, которые размещаются частью в эффузивной толще, частью в полого или горизонтально лежащих породах платформенного чехла. Замечено, что, вероятно, в силу не особенно большого давления, под которым происходит внедрение базальтовой магмы, пластовые интрузии размещаются преимущественно на небольшой глубине и связь их с эффузивным магматизмом в громадном большинстве случаев устанавливается без труда. Все это делает ненужным выделение в качестве особой категории интрузивных формаций основного состава. Правда, известны очень крупные дифференцированные интрузии, похожие на сильно дифференцированные силлы трапповой формации, такие как лополиты Бушвельд, Дюлус, Сёдбери и т. д., обладающие многими чертами интрузивов трапповых формаций и вместе с тем не обнаруживающие связи с эффузивами. Но эти интрузивы образовались в глубоком докембрии на самых ранних этапах развития древних платформ или, может быть, еще в доплатформенную их стадию и отличаются рядом особенностей.

Вместе с тем с накоплением в глубинных или промежуточных магматических очагах значительных количеств летучих компонентов, в областях массового развития базальтового вулканизма наблюдается проявление взрывной деятельности с образованием воронок, выполненных пиро-

кластическим материалом, а также стратовулканов и центральных интрузий. Часто они ассоциируют с покровами лав и пластовыми интрузиями, и тогда их продукты не следует выделять из состава всего базальтоидного эффузивно-интрузивного комплекса. Но в некоторых случаях остатки вулканов центрального типа и центральных вулканоплутонов встречаются изолированно от имеющих площадное развитие базальтоидных эффузивно-интрузивных комплексов. Состав слагающих эти центральные интрузии пород может существенно отличаться: в них нередко обнаруживаются кроме основных также и ультраосновные, щелочные, кислые породы в самых разнообразных сочетаниях. Изолированность этих центральных интрузий от областей распространения обычных эффузивно-интрузивных комплексов объясняется или глубоким разрывом области их распространения, уничтожившим покровы эффузивов и пластовые интрузии платформенного чехла, или же особыми условиями их образования и особыми свойствами магмы или магм, их образовавших; вероятно, имеют значение оба эти фактора. Своеобразный и сложный состав центральных интрузий, часто совсем не похожий на состав обычных эффузивно-интрузивных комплексов, заставляет выделить среди магматических формаций устойчивых областей особую группу или ряд формаций центральных интрузий, часть из которых, видимо, является как бы своеобразной фацией близких по составу эффузивно-интрузивных формаций. Но для большей их части такая связь не может быть доказана и, вероятно, даже отсутствует. Например, некоторые центральные интрузии сложены почти целиком ультраосновными породами, другие же — гранитами или щелочными породами, причем многие из них никак не могут быть продуктами дифференциации базальтовой магмы.

А. РЯД ЭФФУЗИВНО-ИНТРУЗИВНЫХ (ПОКРОВНО-СИЛЛОВЫХ) ФОРМАЦИЙ

Эффузивно-интрузивные формации существенно базальтового состава, проявляющиеся в эффузивной, силловой и дайковых фациях, очень широко распространены во всех устойчивых областях различного типа, т. е. на древних платформах, в областях завершенной складчатости и в пределах океанических блоков. Состав их, как это было отмечено выше, преимущественно базальтовый, хотя и меняется в деталях. Внутри этого ряда формаций могут быть выделены следующие главные формационные типы: 1) трапповая (толеит-базальтовая) формация, 2) щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая) формация континентов, 3) щелочная оливин-базальтовая формация океанов, 4) щелочно-базальтоидная (нефелин- и лейцит-базальтовая) формация.

Первые три типа широко распространены, имеют наиболее простой существенно базальтовый состав и представляют собой комплексы, состоящие из лав, туфов, пластовых интрузий и относительно немногочисленных даек. Сопровождающие их пластовые интрузии и дайки петрохимически подобны лавам. Основные различия между этими формационными типами видны из названий, но нужно иметь в виду, что в трапповых формациях иногда возникают породы с повышенной щелочностью и даже щелочные, так же как и в щелочных оливин-базальтовых формациях почти обязательным компонентом являются лавы или силлы толеит-базальтового состава. Поэтому границы между этими формационными типами условны и определяются количественными отношениями. Несколько особое положение занимает щелочно-базальтоидная формация. Встречается эта

формация редко и в некоторых случаях тесно ассоциирует со щелочной оливин-базальтовой формацией, в других — с трапповой, причем выделяется из их состава иногда совершенно условно. Например, не ясно, следует ли выделять четвертичные щелочные базальтоиды Приморья и Маньчжурии в качестве самостоятельного формационного типа, как это делает Г. М. Гапеева [1960а, б], или рассматривать их в качестве компонента кайнозойской оливин-базальтовой формации, широко распространенной по всей Центральной и Восточной Азии [Белов, 1963]. Эта формация интересна также своей связью с центральными интрузиями ультраосновного и щелочного состава, обнаруживающейся особенно хорошо в Маймеча-Котуйской провинции щелочных пород севера Сибирской платформы.

Интересным является вопрос о полезных ископаемых, связанных с рядом эффузивно-интрузивных базальтовых формаций. Специфической рудоносностью отличается в этом ряду только трапповая формация. Но это объясняется, конечно, не тем, что толеит-базальтовая магма металлоносна, а оливин-базальтовая — нет. Все дело заключается в том, что известные конкретные щелочные оливин-базальтовые формации, или комплексы, имеют молодой возраст. Представлены они главным образом эффузивными фациями, в то время как в составе более древних трапповых формаций денудацией вскрыты и значительно дифференцированные пластовые интрузии, с которыми практически вся металлоносность трапповых формаций и связана. А так как степень дифференциации щелочных оливин-базальтовых формаций в целом значительно выше трапповых формаций, то мы должны ожидать, соответственно, и более интенсивную минерализацию щелочных оливин-базальтовых комплексов в тех случаях, когда они сильно размыты и когда в составе их имеются сильно дифференцированные интрузии. С этой точки зрения интересно выявить древние комплексы, принадлежащие к типу щелочных оливин-базальтовых формаций.

Точно так же неизвестна какая-либо рудная минерализация, связанная с существенно эффузивной формацией щелочных базальтоидов, хотя последняя и обнаруживает всегда наиболее высокую степень дифференцированности. Сильно же дифференцированные центральные интрузии, особенно интрузии щелочных и ультраосновных пород с карбонатами, которые находятся в достаточно ясной генетической связи с формацией щелочных базальтоидов, представляют очень большой практический интерес благодаря своей сложной рудной минерализации.

ТРАППОВАЯ (ТОЛЕИТ-БАЗАЛЬТОВАЯ) ФОРМАЦИЯ

Тип трапповых формаций пользуется необычайно широким распространением. Многие исследователи подчеркивают специфическую связь его с древними платформами. Действительно, трапповые комплексы часто располагаются в пределах этих структур, являясь составной частью чехла. Вместе с тем распространение их совсем не ограничивается только границами древних платформ. Например, триасовые трапповые комплексы Сибири широко распространены не только на территории Сибирской платформы, но примерно в том же проявлении они известны в Таймырской и Верхояно-Чукотской эпикратонных складчатых областях, а также в Минусинской и Кузнецкой впадинах и в составе «промежуточного» структурного яруса Западно-Сибирской низменности. Триасового же возраста траппы известны в составе Восточных триасовых бассейнов Северной Америки, причем эта область никак не может рассматриваться в качестве древней платформы [Ирдли, 1954]. Вместе с тем в пределах некоторых древ-

них платформ (Русская) трапповый магматизм проявлен незначительно. В большинстве случаев трапповые формации связаны пространственно с континентальными, нередко угленосными толщами; эффузивные траппы обычно перекрывают последние, а интрузивные — образуют в них гипабиссальные интрузивные тела.

Поскольку трапповые формации в большинстве случаев входят в состав чехла древних и молодых платформ, они залегают горизонтально или почти горизонтально. И только в редких случаях развития трапповых формаций в эпикратонных геосинклиналях они оказываются вместе с вмещающими осадочными толщами достаточно интенсивно дислоцированными.

Очень характерной особенностью трапповых формаций являются крупные масштабы магматической деятельности, т. е. большая ее длительность и широкое распространение на больших площадях, благодаря чему громадные объемы магматического материала оказываются выброшенными или излившимися на поверхность Земли или интродуцированными в верхние слои литосферы. Так, траппы Сибирской платформы распространены на площади свыше 1,5 млн. км², базальты Декана в настоящее время покрывают площадь свыше 500 тыс. км², причем их максимальная мощность около г. Бомбея достигает 3 км, а в среднем около 600 м. Лавы Кьюинаун в районе Великих озер имеют мощность свыше 4 км. При этих колоссальных извержениях изливались громадные количества лав, с объемом до 1 млн. км³.

Для трапповых формаций характерно проявление их в эффузивной (преимущественно наземной) и гипабиссальной фациях, причем эффузивы нередко сопровождаются туфами и ассоциируют с континентальными осадками. Появление туфов свидетельствует о том, что эффузивная деятельность была представлена не только трещинными излияниями, но и извержениями вулканов центрального типа. Для интрузивных траппов типична силловая форма залегания, хотя наряду с ней встречаются и другие — «волнистые» залежи, повторяющие брахискладчатую структуру вмещающих толщ, дайки, центральные интрузии различных типов. Мощность силлов в отдельных случаях достигает 600 и даже 900 м (долериты Карру). Площадь распространения интрузивных траппов часто значительно превышает площадь, занятую эффузивами и туфами (трапповые формации Южной Африки и Сибири). В других случаях, наоборот, преобладают эффузивы (траппы Декана, бассейна рек Колумбии и Параны). Естественно, что трапповые интрузии формируются на различной глубине и, например, В. С. Соболев [1936] среди трапповых интрузий Сибирской платформы выделяет менее глубинный тип траппов (приповерхностная фация), залегающих преимущественно в туфогенной толще, и более глубинный (собственно гипабиссальная фация), проявляющийся в виде интрузий среди более древних толщ среднего и нижнего палеозоя. Ю. М. Шейнманном [1956] были опубликованы любопытные наблюдения относительно окончаний трапповых силлов. Оказывается, они часто не выклиниваются постепенно, а тупо кончаются, иногда в зоне брекчий взрывного характера, что свидетельствует о внедрении магмы под большим давлением. Трапповые формации с удивительным постоянством во всех своих проявлениях возникали неоднократно в истории Земли начиная с момента возникновения платформ. Наиболее древние трапповые формации известны в протерозое (район Верхнего озера, Карелия), в кембрии (Сибирская платформа), в девоне (Русская платформа), но главные трапповые формации мира приурочены к триасу и юре (Сибирская платформа, Восточные триасовые бассейны Северной Америки, Южная Африка, бассейн р. Параны

Химический состав магм двух типов

Магма	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO; Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Толентовая	50	13	13	5	10	2,8	1,2
Оливин-базаль- товая	45	15	13	8	9	2,5	0,5

в Южной Америке, Тасмания и Антарктика). Другая эпоха массового развития траппового магматизма — это конец мела — палеоген (траппы Декана в Индии, бассейна р. Колумбии в Северной Америке, лавы Западной Австралии и т. д.).

Все магматические комплексы, принадлежащие к типу трапповых формаций, по-видимому, возникли за счет весьма однообразных по составу магм, состав которых, конечно за вычетом летучих веществ, уславливается легко благодаря однообразию пород и слабой дифференцированности большинства трапповых комплексов. Первичная трапповая магма в свое время была выделена Х. Вашингтоном в качестве магмы «плато-базальтов» [Washington, 1922], позже она же была названа У. Кеннеди «толеитовым типом» базальтовой магмы [Kennedy, 1933]. Она характеризуется незначительной пересыщенностью кремнеземом и в типичном случае заметно отличается от другого типа «оливин-базальтовой» магмы, которой свойственны недосыщенность кремнеземом и заметный избыток щелочей. Химический состав толеитового магматического типа в сравнении с составом оливин-базальтового типа, по У. Кеннеди, приведен в табл. 33.

Особенности химизма магмы, видимо, предопределяют направление ее дифференциации, а следовательно, и петрографический состав трапповых формаций. Надо сразу подчеркнуть, что трапповая (толеитовая) магма, как правило, обладает очень незначительной способностью к ассимиляции (что, впрочем, может быть обусловлено специфическими формами интрузивных тел) и поэтому разнообразие петрографического состава трапповой формации практически обусловлено прежде всего некоторыми вариациями состава самой исходной магмы, а также явлениями дифференциации.

Толеитовые базальты трапповых формаций обычно состоят из лабрадора и моноклинного пироксена с небольшим количеством рудного минерала и оливина или без него. Многие породы содержат небольшое количество остаточного стекла, которое может быть забито рудной пылью или изменено с образованием железистого хлорофита. Обилие цеолитов, хлорофита, различных водных силикатов, содержащих железо (хлорит, селадонит и т. д.), карбонатов и халцедона свидетельствует об активности позднематических растворов, содержащих кремнезем, двуокись углерода, железо, натрий и кальций. В толеитовых базальтах пироксен обычно имеет пижонитовый характер. В лучше раскристаллизованных разновидностях часто присутствуют одновременно и моноклинный, и ромбический пироксены. Интрузивные траппы, которые описываются как диабазы (в Америке), долериты (в Англии), габбро-диабазы (термин Левинсон-Лессинга), представляют собой породы пойкилоофитовой или офитовой, или интерсертальной (в краевых частях силлов) структуры, состоящие из лабрадора и пироксена. Последний в одних случаях имеет состав пижонита, в других наблюдается одновременное присутствие и диопсидового авгита, и бронзита. Оливин отсутствует или его мало, причем он обычно богаче железом, чем в оливиновых базальтах. Интерстиции между зерна-

ми пироксенов и плагиоклаза нередко выполнены микропегматитовой смесью кварца и полевого шпата. В небольших количествах присутствуют рудные минералы, биотит, роговая обманка, апатит.

Гравитационная дифференциация наряду с колебаниями состава исходной магмы является главной причиной разнообразия пород трапповой формации, но в общем она проявляется слабо и в подавляющем большинстве траппов выражается только в очень незначительных отклонениях минерального и химического состава от средних типов. Эти отклонения минералогически в одних случаях находят отражение в обогащении породы оливином или пироксеном, в других — в некотором обогащении плагиоклазом. Диабазовые пегматиты — весьма обычный компонент почти всех трапповых формаций. Они образуют шлиры и жилы внутри трапповых силлов и отличаются от нормального типа траппа крупностью зерна и сильно повышенной железистостью темноцветных, а в некоторых случаях обилием гранофира, имеющего чаще всего кварц-альбитовый состав.

Эти крайние продукты дифференциации распространены весьма мало. Основным результатом дифференциации является изменение состава темноцветных минералов в направлении повышения содержания железа в поздних продуктах кристаллизации. На эту закономерность накладывается повышение содержания щелочей и кремнезема в диабаз-пегматитах. Это своеобразное направление дифференциации, проявляющееся во всех трапповых формациях, хорошо отражается в треугольных диаграммах, изображающих количественные взаимоотношения $MgO-FeO-(K_2O + Na_2O)$ (рис. 51). На этих диаграммах ясно видно, что при дифференциации в трапповых комплексах не возникают породы нормального щелочно-земельного ряда. Собственно щелочные породы также не типичны для трапповых комплексов, но породы с повышенной щелочностью (субщелочные), например тешениты и т. д., в них не редки.

Большой интерес представляют своеобразные пироксеновые гранофиры с калиевым полевым шпатом, т. е. породы почти гранитового состава, часто ассоциирующие с трапповыми интрузиями при практическом отсутствии пород промежуточного состава. По-видимому, аналогичное положение занимают эффузивные липариты, нередко встречающиеся в сопровождении однородных по составу базальтов. Это гранофировые породы, закономерно сосредоточенные в верхних частях пластовых интрузий, в том или ином количестве наблюдаются почти во всех трапповых формациях. Они обычно считаются продуктом крайней дифференциации базальтовой магмы, но ряд наблюдений противоречит этому. Отсутствуют прежде всего типы пород, переходные между гранофирами и диабазами, а детальное изучение гранофиров трапповой формации Карру показало, что они имеют явно метасоматическое или реоморфическое происхождение и возникают за счет аргиллитов кровли трапповых интрузий, при достаточной мощности последних, под действием тепла и газов, выделяемых основной магмой.

Более детальные исследования вместе с тем показали, что конкретные трапповые комплексы не так уж однообразны по своему составу. Например, траппы Сибирской платформы существенно отличаются от траппов формации Карру несколько более высоким содержанием щелочей и кремнезема в преобладающих типах пород; в триасовом трапповом комплексе Сибири мало развиты гранофиры, так широко распространенные в Южной Африке. Еще более повышенная щелочность обнаруживается в трапповом комплексе Декана, в составе которого описываются кроме преобладающих долеритов лимбургиты, океаниты и анкарамиты, а также андезиты, трахиты, сиениты и нефелиновые сиениты [Вембан, 1950]. Некото-

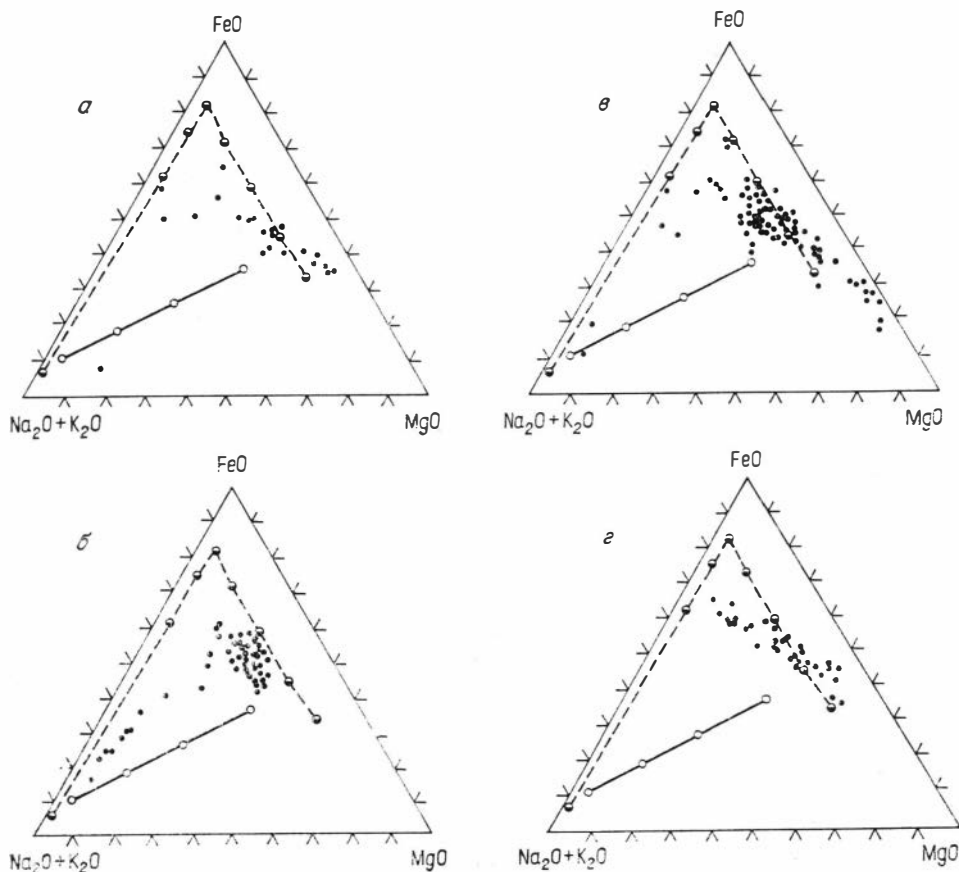


Рис. 51. Направление дифференциации [по Уокеру, Польдерварту, 1950] в силле Палисад (а), в позднепалеозойских кварцевых долеритах и толеитах Шотландии и Северной Англии (б), в долеритах Карру (в) и Тасмании (г).

Для сравнения нанесены пути дифференциации в Скаэргарде (пунктир) и средние составы пород известково-щелочной серии по Р. Дэли (кружки и сплошная линия).

рые базальтовые формации, например вулканическая ассоциация Британо-Арктической провинции, сложены и толеитовыми базальтами, и щелочными оливиновыми базальтами почти в равной мере [Тернер, Ферхуген, 1961].

Интересные данные были получены Г. Д. Феоктистовым [1961], который, совместив на диаграмме А. Н. Заварицкого средние вариационные линии для траппов, пришел к выводу о наличии постепенных изменений в химизме серий горных пород от траппов Тасмании (типичных представителей толеитового типа) до трахибазальтов Саяно-Байкальской области (представителей оливин-базальтового ряда); промежуточными звеньями в этом ряду в порядке возрастающего отношения $a:s$ являются долериты Карру, траппы Сибирской платформы и траппы Декана. Проведенные Г. Д. Феоктистовым статистические петрохимические исследования, по-видимому, подтверждают выводы Дж. Грина и А. Польдерварта [Green, Poldervaart, 1955] о том, что не существует особых оливин-базальтового и толеитового типов магм, выделенных в свое время Дж. Кеннеди, но скорее имеется непрерывный ряд серий меняющегося состава от чисто толеитовых до оливин-базальтовых. К этому склоняются А. П. Лебедев [1958], а также Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [1961].

Отмеченная выше изменчивость состава трапповых формаций позволяет ставить вопрос о выделении внутри этого формационного типа ряда подтипов (субформаций). Так, может быть выделена субформация траппов с существенным участием щелочных оливиновых базальтов и других пород с повышенной щелочностью. Яркое проявлено также другое отклонение от основного типа трапповых формаций, выражающееся в появлении наряду с базальтами и долеритами также большого количества кислых липаритовых лав и соответственного состава гипабиссальных интрузий при отсутствии промежуточных типов пород (андезитов). В ряде случаев оба направления изменения нормального типа трапповых формаций сочетаются, т. е. в составе такого сложного подтипа принимают одновременно участие толеитовые базальты, щелочные оливиновые базальты и другие щелочные породы, а также липариты и гранофиры. Такой подтип выделяется, пожалуй, ярче всего и может быть назван толеит-трахибазальт-липаритовым, в то время как первые два — соответственно толеит-трахибазальтовым и базальт-липаритовым. К сожалению, отсутствуют достаточные материалы для раздельной сравнительной характеристики этих подтипов. Примером первого — толеит-трахибазальтового подтипа — могли бы служить, по-видимому, трапповый комплекс Декана, который отличается наличием наряду с толеитовыми базальтами и долеритами щелочных оливиновых базальтов, а также лимбургитов, океанитов, анкараминов, андезитов, трахитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов и редких риолитов и гранофиров [Вембан, 1950]. Примером второго — базальт-липаритового подтипа — могут служить, например, четвертичные вулканы Мэдисин-Лейк и Ньюберри, образованные базальтами и липаритами и расположенные по западной окраине базальтового плато Колумбии (США). Такие ассоциации распространены, видимо, широко, но пока недостаточно изучены. Примером третьего подтипа (толеит-трахибазальт-липаритового) могут служить описанные ниже лавовая серия Лебомбо в Южной Африке и третичный вулканогенный комплекс Британо-Арктической провинции.

Контактный метаморфизм вмещающих пород, связанный с трапповыми интрузиями, обычно проявляется слабо, но в контактах с дифференцированными интрузиями интенсивность его повышается значительно. Отмечаются случаи легкого остеклования, а чаще легкая перекристаллизация, сопровождающаяся метасоматозом с превращением глинистых пород в яшмовидные роговики, спилоситы и адиноли; песчаники становятся кварцитовидными, известняки часто осветлены и мраморизованы с развитием диопсида, граната, форстерита, флогопита, а изредка — редких силикатов кальция и магния в виде спуррита, мервинита, монтичеллита, ларнита, мелилита, кюспидина, указывающих на ларнит-мервинитовую фацию глубинности подобных ассоциаций [Коржинский, 1940]. В редких случаях (главным образом в связи с трапповыми дайками и трубообразными телами) появляются своеобразные пироксен-гранатовые скарны и даже магнетитовые месторождения. Для гидротермальной деятельности, связанной с трапповой магмой, характерно развитие в самих траппах и туфах различных цеолитов, датолита, кальцита, халцедона, кварца, а также различных сульфидов.

Громадные масштабы траппового магматизма, казалось бы, должны были обусловить и соответствующих размеров оруденение. Однако трапповые формации в общем не очень перспективны в этом отношении, хотя отдельные исключения имеются. Это обстоятельство, конечно, обуславливается обычно слабым проявлением дифференциации в собственно трапповых комплексах, а рудные месторождения, как правило, возникают только в случае как-то проявленной дифференциации. Могут быть названы

следующие генетические типы месторождений полезных ископаемых, специфически связанные с трапповыми формациями.

1. Магматические сульфидные медно-никелевые с платиной. Пример — Норильские месторождения. Этот тип для собственно трапповых формаций не так характерен. Значительно более благоприятная обстановка для его образования осуществляется в более глубинных и сильнее дифференцированных норитовых интрузиях Сёдбери или Бушвельда.

2. Гидротермальные и скарновые месторождения магнезиального магнетита. Пример — месторождения Ангаро-Илимского района.

3. Полиметаллическое оруждение в кальцитовых жилах и рассеянное (вкрапленное) в известняках. Распространены подобные месторождения, видимо, достаточно широко, но имеющие промышленное значение среди них неизвестны.

4. Месторождения исландского шпата, залегающие главным образом в туфах и связанные с гидротермальной деятельностью в приповерхностной обстановке.

5. Месторождения аморфного графита, возникающие при контакто-вом метаморфизме углей.

Траппы Сибирской платформы распространены на громадной площади (свыше 1,5 млн. км²), хорошо изучены, представляют собой прекрасный пример магматических формаций данного типа. Именно здесь В. С. Соболевым [1936] впервые была выделена трапповая формация как характерная ассоциация магматических пород, типичная для платформ. Позже различные участки развития трапповой формации описывались многими исследователями [Годлевский, 1959; Лебедев, 1955, 1958; Лурье, 1956; Лурье, Масайтис, 1959; Лурье и др., 1962; Лурье, Обручев, 1955; Феоктистов, 1961; и др.]. Эти исследования внесли много нового в прежние представления об условиях образования и истории развития трапповой формации, хотя основные выводы В. С. Соболева остаются в силе и по сей день.

Сибирская платформа представляет собой двухъярусное сооружение, в пределах которого на складчатом докембрийском цоколе располагаются горизонтально или почти горизонтально лежащие осадочные толщи рифея, палеозоя (начиная с нижнего кембрия) и мезозоя.

Осадки кембрия, ордовика, силура, девона и нижнего карбона имеют красноцветный характер, содержат много карбонатных горизонтов и являются преимущественно морскими образованиями. Начиная с верхнего карбона платформа в некоторых своих частях испытывает поднятие; в результате наступает континентальный режим с накоплением угленосных толщ, которое в нижнем триасе было прервано бурной вулканической деятельностью, проявившейся на громадной площади.

Пермо-триасовая трапповая формация Сибирской платформы представлена интрузиями долеритов и габбро-долеритов, лавами базальтового состава и базальтовыми туфами. В распределении их намечается своеобразная закономерность. Наиболее опущенные части прогибов (центральные части синеклиз) обычно выполняются лавовыми полями; вокруг них располагается зона туфов; в бортовых приподнятых краях синеклиз сосредоточивается главная масса интрузий траппов, причем пластовые их формы образуют как бы внутренний пояс, а краевая наружная зона характеризуется развитием дайковых тел.

Длительность формирования трапповой формации Сибирской платформы очень велика — охватывает, вероятно, всю пермь и триас. В истории траппового магматизма выделяется два этапа [Лурье и др., 1962]. Первый относится к верхнему палеозою (верхний карбон — пермь) и едва

захватывает самые низы нижнего триаса. Этот этап магматизма проявился в очень небольших масштабах и на относительно небольших территориях северо-запада платформы, но во всех фациальных разновидностях, т. е. с образованием туфовых, лавовых накоплений и пластовых интрузий. Второй этап траппового магматизма относится к нижнему мезозою (в основном нижний триас). Это — необычайно мощное проявление магматизма, захватившее не только всю Сибирскую платформу, но и наложившееся даже на прилегающие структуры другого характера (Таймырская эпикратонная геосинклиналь, Кузнецкий и Минусинский прогибы, Западно-Сибирская плита). В это время была накоплена основная масса туфов и лав базальтового состава. Сопутствующая «туфовой» и «лавовой» фазам вулканизма мощная интрузивная фаза проявляется образованием недифференцированных или слабо дифференцированных интрузий, которые сменяются следующей интрузивной фазой, представленной сильно дифференцированными, богатыми летучими компонентами интрузиями. Завершается интрузивный процесс небольшими недифференцированными интрузиями последней интрузивной фазы.

Интрузивные траппы пользуются преимущественным распространением в краевых частях синеклиз и приурочены к зонам наибольших тектонических нарушений. По форме среди них выделяются пластовые тела, дайки, штоки. Пластовые тела имеют мощность от нескольких метров до 250 м и прослеживаются на десятки километров.

Эффузивные траппы сосредоточены в центральных частях обширной Тунгусской синеклизы на площади 350 тыс. км². Мощность лавовой толщи достигает 1800—2000 м.

Лавовая толща образована многочисленными потоками и покровами базальтов и долерито-базальтов. Мощность потоков достигает 40—60 м. По составу и структуре среди пород, слагающих лавовую толщу, выделены порфиновые и афировые, полифировые, витрофировые, толеитовые и т. д. базальты и долерито-базальты. В отдельных участках проявились далеко зашедшие процессы зеленокаменного преобразования породы, и в таком случае описываются толеитовые и оливниновые диабазы и мандельштейны, спилиты и пикритовые порфириты.

Туфы базальтового состава также широко распространены. Характерной особенностью туфовой толщи является полное отсутствие в ее разрезе лавовых потоков, вулканических бомб, полное отсутствие сортировки. Эти особенности определяются специфическими условиями образования туфов, которые были выброшены на земную поверхность при многочисленных извержениях типа трубок взрыва. Такие трубки, выполненные базальтовыми туфами, обнаружены за последнее время на Сибирской платформе в ряде мест.

В громадном большинстве случаев в трапповых интрузиях не обнаружено признаков дифференциации; по своему составу они вполне аналогичны эффузивным траппам и сложены преимущественно долеритами и габбро-долеритами, а в краевых частях порфировыми микродолеритами и ли афанитовыми долеритами. В более крупных телах нередко наблюдается легкая дифференциация с обособлением в нижней части силлов троктолитовых долеритов, обогащенных оливином, а в верхней — долерито-пегматитов и гранофировых долеритов, в то время как в центральной их части обнаруживаются нормальные долериты с офитовой структурой. Во всех более крупных трапповых силлах выделяется периферическая зона закалки, сложенная долеритовыми порфиритами.

Но за последние годы описано несколько примеров сильно дифференцированных трапповых интрузий.

Так, в Норильском районе известно несколько дифференцированных интрузивов, обнаруживающих ясное расслоение по составу. М. Н. Годлевский [1959] выделяет в них следующие горизонты.

А. Горизонт верхних контаминированных пород.

Б. Зона лейкократовых (кислых) и мезократовых гибридных пород и диабаз-пегматитов.

Оба горизонта сложены гибридными породами, содержащими ксенолиты пород кровли. Горизонт Б отличается наличием розовых пятен, состоящих из вторичного альбита и кварца. С ростом количества пятен вся порода переходит в гибридно-метасоматическую гранитовидную разность, обладающую призматически-зернистой структурой и состоящую из альбита, ортоклаза, кварца, микропегматита, амфибола и пеннина. В случае, когда в кровле интрузива залегают песчаники, невозможно провести границу между рогамиками и гибридными породами.

В. Горизонт кварцсодержащих габбро, габбро-диоритов, габбро и норит-диабазов, иногда с оливином.

Г. Горизонт оливиновых габбро и норит-диабазов (оливина 10—25 %).

Д. Горизонт пикритовых габбро и норит-диабазов (оливина больше 25 %).

Е. Базальтовая зона такситовых габбро и норит-диабазов.

Химический состав главных типов пород Норильской интрузии приведен в табл. 34.

Своеобразным является контактовый метаморфизм, связанный с Норильскими интрузиями. В подошве интрузий образуются пироксеновые роговики, что сопровождается привнесением Fe, Ca, Mg с одновременной

Таблица 34

Химические анализы горных пород дифференцированных интрузий Норильск-I [по Годлевскому, 1959]

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	46,97	46,01	38,26	43,72	44,06
TiO ₂	0,57	0,83	0,66	0,79	0,71
Al ₂ O ₃	19,13	15,04	10,65	15,92	14,81
Cr ₂ O ₃	0,44	0,32	0,83	0,06	0,44
Fe ₂ O ₃	2,95	4,68	5,65	3,83	4,51
FeO	7,84	8,32	10,24	9,02	8,77
MnO	0,13	0,13	0,16	0,13	0,14
CaO	9,38	11,43	6,86	10,23	9,85
MgO	6,64	8,71	18,93	9,15	10,84
Na ₂ O	1,43	1,30	0,97	1,43	1,26
K ₂ O	0,69	0,77	0,45	0,66	0,66
P ₂ O	0,16	0,38	0,11	0,13	0,24
V ₂ O ₅	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
S	0,20	0,60	1,55	1,44	0,95
Cl	0,06	0,16	0,09	0,06	0,11
П. п. п.	2,54	2,23	5,03	3,46	3,09
H ₂ O	0,50	0,22	0,41	0,32	0,32
С у м м а . . .	99,66	101,16	100,87	100,38	100,79

Примечание. 1 — габбро-диорит, по 11 анализам, горизонт В; 2 — офитовые и пойкилофитовые габбро и норит-диабазы, по 7 анализам, горизонт Г; 3 — пикритовые габбро и норит-диабазы, по 22 анализам, горизонт Д; 4 — такситовые и контактовые габбро-диабазы, по 15 анализам, горизонт Е; 5 — средневзвешенный состав интрузии, по 54 анализам, горизонты В, Г, Д, Е.

потерей Si, Al, Na и K, т. е. идет процесс базификации вмещающих пород. В кровле интрузий, напротив, наблюдаются явления альбитизации и гранитизации. Кроме того, аргиллиты превращаются в пятнистые роговики и адиолиты, а изверженные породы — в биотитовые и хлорит-гранатовые породы.

Таймырская дифференцированная интрузия интересна своими громадными размерами, а также тем, что она локализована вне пределов платформы — в южной части Таймырской складчатой области или, точнее, в пределах ее мезозойского передового прогиба [Равич, Чайка, 1956]. Пермские отложения здесь густо пронизываются многочисленными силами оливиновых долеритов, которые обычно имеют мощность 20—30 м, редко до 200 м. Но в одном месте (возвышенность Тулай Кирыка-Тас) обнаружена очень крупная и сильно дифференцированная интрузивная залежь, мощность которой меняется на протяжении 20 км от 550 м на восточном крае до 1150 м на западном. Оба окончания пластового тела скрыты под четвертичными отложениями. Все основные интрузии района, в том числе и описываемая дифференцированная интрузия, образовались в то время, когда пермские отложения залежали горизонтально. Позже они были собраны в складки вместе с вмещающей осадочной толщей.

Строение интрузива характеризуется резкой расслоенностью, причем выделяются в вертикальном разрезе пять налегающих друг на друга серий, каждая из которых разделяется в свою очередь на слои. Между слоями одной серии наблюдаются постепенные переходы, но граница меланократового слоя с нижележащим лейкократовым всегда резкая. В кровле каждой серии, за исключением гранитоидной, концентрируются породы, богатые плагиоклазом, а в подошве — богатые темными минералами и прежде всего оливином.

В основании интрузива местами залегает слой мощностью 12—15 м, сложенный долеритом и габбро-долеритом, с обильными вкрапленниками оливина. Первая (снизу) серия мощностью 110—120 м на три четверти сложена оливиновыми и гиперстеновыми габбро и на одну четверть расположена выше трахитоидными габбро. В основании второй серии мощностью 160—170 м залегает слой амфиболовых перидотитов мощностью около 50 м. Остальные 110—120 м приходится на долю трахитоидных и субтрахитоидных габбро, нередко лейкократовых, причем в самой верхней части этой серии обособляются линзы лабрадоритов. Третья серия (около 200 м) сложена разнообразными габброидами, преимущественно трахитоидной текстуры. В основании ее залегает слой оливинового габбро, а в верхней части преобладают сравнительно лейкократовые габбро, переходящие в габбро-диориты. Серия эта прослеживается вдоль всего пластового тела, но в западном конце она достигает мощности 300 м, а в восточном совершенно исчезает. Четвертая серия мощностью в среднем около 70 м сложена диоритоподобными породами. В ее основании концентрируются своеобразные кварцево-фаялитовые диориты, а в кровле встречаются породы, близкие к гранодиоритам. Пятая серия сложена гранитами. Мощность этой серии составляет 330—340 м, но в восточном окончании более 500 м. В ее основании залегает слой сравнительно меланократовых амфибол-биотитовых гранитов. Преобладают аляскитовые граниты, а у кровли — гранофировые граниты. Аляскиты состоят из альбитизированного ортоклаза и кварца (37—40 %) с очень небольшой примесью биотита (1—2 %).

Контактный метаморфизм в подошве интрузии заметен на расстоянии 300—400 м. В самом контакте развиты кордперит-гиперстен-плагиоклазовые и гиперстен-диопсид-плагиоклазовые роговики с участками гранити-

Химический состав пород Таймырской дифференцированной интрузии [по Равичу, Чайке, 1956]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	39,32	46,70	50,02	50,08	54,11	51,89	73,77	74,67	75,75	74,02	42,85
TiO ₂	2,93	1,82	0,55	1,52	1,41	2,71	0,54	0,18	0,20	0,49	0,25
Al ₂ O ₃	3,02	15,07	17,57	17,67	14,30	14,45	12,51	13,04	12,19	12,32	10,68
Fe ₂ O ₃	8,24	2,11	2,15	3,19	1,42	3,12	0,54	0,33	1,80	0,57	4,73
FeO	25,27	9,74	9,05	9,31	14,88	12,90	3,68	1,91	0,58	2,69	12,63
MnO	0,51	0,31	0,18	0,30	0,27	0,30	0,16	0,03	0,04	0,14	0,19
MgO	14,06	9,48	5,88	3,14	0,79	2,52	0,61	0,12	0,03	0,29	16,05
CaO	6,55	12,39	9,18	9,37	5,61	8,09	1,66	0,65	1,82	1,72	6,98
Na ₂ O	0,23	1,79	3,34	3,20	4,19	1,90	2,90	4,40	6,05	3,06	1,72
K ₂ O	0,31	0,32	0,49	0,04	1,21	1,02	3,20	3,32	0,23	4,64	0,30
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,31	Не опр.	0,29	0,13	0,09	0,14	0,09	0,07	0,23
П. п. п.	0,15	0,60	0,72	1,77	1,47	0,78	0,81	1,02	1,07	0,40	2,02
С у м м а . . .	100,60	100,35	99,44	99,59	99,95	99,81	100,47	99,81	99,85	100,41	99,58

П р и м е ч а н и е. 1 — амфиболовый перидотит; 2 — оливиновое габбро; 3, 4 — трахитоподное габбро; 5 — кварц-фаялитовый диорит; 6 — кварц-пироксеновый диорит; 7—10 — гранит; 7 — биотитовый, 8 — аляскитовый, 9 — лейкократовый, 10 — гранофиновый; 11 — порфи-овидный оливиновый долерит (в сумму включены NiO — 0,29 % и CuO — 0,66 %).

зированных пород; дальше от контакта в роговиках преобладают андалузит и биотит и, наконец, еще дальше появляются пятнистые сланцы. Гранитизированные породы образуют слои и линзы мощностью до 1—6 м. Они представлены мелкозернистыми разностями, состоящими из кварца, ортоклаза и олигоклаза и примеси мелких листочков биотита, призмочек циркона и зерен сфена. Отдельные прожилки пород, состоящих из крупных зерен ортоклаза и кварца в пегматитовом сростании, содержат также обильные кристаллики турмалина, апатита, циркона и сфена. Подобные гранитовидные породы образовались в результате метасоматической гранитизации прослоев песчаников.

Разнообразие всех пород интрузии, включая аляскитовые граниты, авторы объясняют кристаллизационной дифференциацией, осуществляющейся путем гравитационно-кинетического фракционирования.

В табл. 35 приведены химические анализы главных типов пород Таймырской интрузии, сравнение которых с траппами Сибирской платформы показывает близость тех и других пород, конечно, с учетом того, что в Таймырской интрузии дифференциация дошла до образования ультраосновных типов. Граниты Таймырской интрузии по составу очень близки гранофирам трапповой формации. При сравнении рис. 52 и рис. 51 видно, что здесь мы имеем то же направление дифференциации, выражающееся в накоплении железа на первых стадиях дифференциации, причем на Таймыре происходило внедрение уже дифференцированной магмы, судя по тому, что даже перидотиты характеризуются повышенной железнитостью. Граниты дают на диаграмме (см. рис. 52) несколько обособленную группу точек, что заставляет с осторожностью относиться к предположению о прямой генетической связи гранитов Таймырской интрузии с остальной ее габброидной частью и особенно к предположению об образовании их

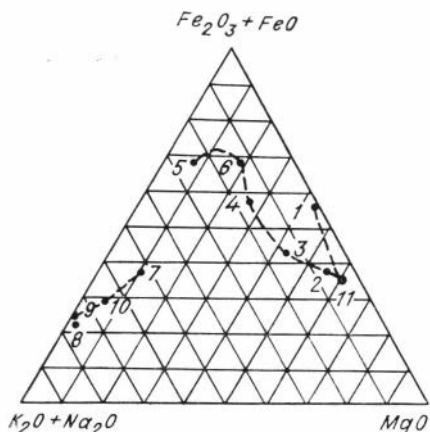
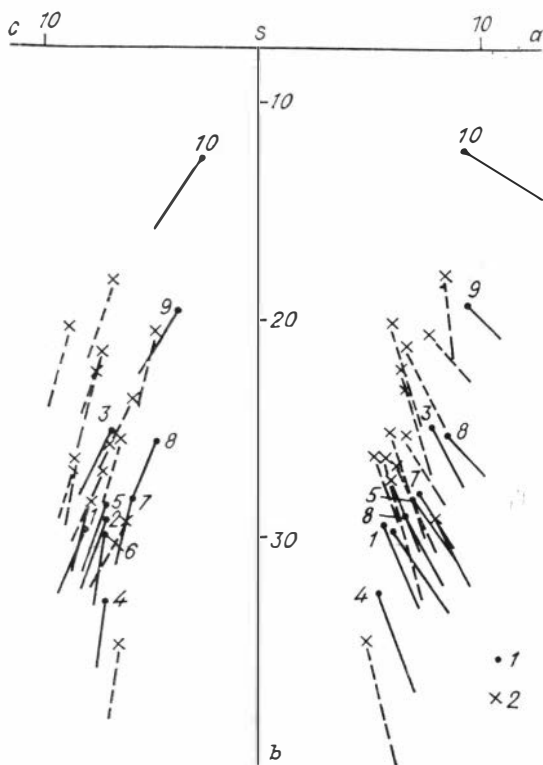


Рис. 52. Направление дифференциации в Таймырской дифференцированной траптовой интрузии.

Рис. 53. Диаграмма химических составов интрузивных траппов (1) южной части Сибирской платформы. Для сравнения показаны средние составы главных типов пород трапповой формации (2).



в результате далеко зашедшей кристаллизационной дифференциации.

М. Л. Лурье, Б. Л. Масайтис и Л. Л. Полунина [1962] в результате своих многолетних исследований сделали попытку выделения среди всего многообразия трапповых интрузий ряда интрузивных комплексов, каждый из которых, вероятно, имел свои собственные магматические очаги. Самая краткая характеристика этих комплексов приведена в табл. 36.

Перечисленные комплексы пользуются далеко не одинаковым распространением. Решительно преобладают недифференцированные интрузии третьей фазы, сопутствующие образованию туфов и лав, в то время как все остальные, в частности, комплексы, отличающиеся повышенной щелочностью и повышенной ролью летучих, облегчающих процессы дифференциации на месте, являются относительно редкими.

Петрохимические особенности интрузивных комплексов Сибирской платформы иллюстрируются табл. 37. В этой таблице для каждого комплекса дан средний состав наиболее характерной породы и средние составы пород, наиболее отклоняющихся от средних траппов и иллюстрирующие те или иные направления дифференциации.

В табл. 38 приведены средние химические составы главных петрографических типов пород, слагающих наиболее распространенные слабо дифференцированные и недифференцированные интрузии траппов юга платформы, заимствованные из работы Г. Д. Феоктистова [1961] и являющиеся, по-видимому, продуктами третьей интрузивной фазы [по Лурье и др., 1962]. Все они принадлежат к типу толеитовых базальтов, хотя преобладающие типы траппов и недосыщены кремнеземом.

На рис. 53 эти средние составы изображены графически на диаграмме А. И. Заварицкого; для сравнения на этой же диаграмме нанесены сред-

**Характеристика интрузивных комплексов западной части Сибирской платформы
[по Лурье и др., 1962]**

Возраст	Фаза интрузивной деятельности	Тип интрузии	Комплекс	Форма интрузии	Породы
1	2	3	4	5	6
Т ₁	V	Педифференцированные и слабо-дифференцированные	Агатский	Дайки, штоки	Микродолериты, порфировые микро-долериты, афаниты
			Туринский	Силлы, секущие интрузии	Долериты, габбро-долериты, титанавгипсовые порфировидные долериты и др.
	IV	Богатые летучими, дифференцированные	Тычанский	Дайки, реже силлы, наклонные интрузии	Субщелочные долериты, тешенит-долериты, габбро-тешениты, кварцевые монцониты, альбититы
			Кузьмовский	Силлы, секущие пластообразные интрузии, дайки, штоки, неправильные тела	Долериты с биотитом, троктолитовые долериты, габбро-долериты, феррогаббро, кварцевые щелочные габбро, гранофиры и др.
			Норильский	Хонолиты, неправильные пластовые и секущие интрузии	Долериты и диабазы, шкритовые диабазы, троктолитовые долериты, габбро-нориты, лейкократовые гибридные породы типа кварцевых диоритов и гранодиоритов и др.
	III	Недифференцированные и слабо-дифференцированные, нормальные	Амовский	Пластовые и пластообразные интрузии, полого секущие интрузии, дайки	Анортитовые порфировидные долериты, микродолериты, пегматоидные кварцевые долериты и др.
			Ногинский	Силлы, неправильные секущие тела, дайки	Лейкократовые долериты и габбро-долериты, обогащенные магнетитом, такситовые долериты и др.

1	2	3	4	5	6
T_1	III	Недифференцированные и слабодифференцированные, нормальные	Ангарский	Преобладают силы, реже дайки, штоки, неправильные тела	Долериты и габбро-долериты толеитовые с кварцем и микропегматитом, несколько обогащенные железом, пегматоидные габбро-долериты и др.
			Катангский	То же	Долериты, толеитовые и троктолитовые долериты, габбро-долериты, долерит-пегматиты и др.
$T_1 + P_2(?)$	II	Богатые летучими, субщелочные, слабодифференцированные	Тымерский	Дайки и силы	Амфиболизированные и субщелочные долериты, габбро-тешениты, альбититы
			Летнийский	Дайки, наклонные силы	Субщелочные долериты и габбро-долериты, габбро-тешениты («габбро-диориты»), альбититы
			Чалбышевский	Силы, полого секущие интрузии	Долериты, амфиболизированные долериты с хлорофеном и палагонитом
P	I	Нормальные и субщелочные слабодифференцированные	Ергалакский	Силы	Титанавгитовые диабазовые порфириты (метадолериты), трахидолериты

ние составы главных типов пород трапповой формации Карру. Даже беглое сравнение этих двух конкретных формаций обнаруживает их неодинаковость. Сибирские траппы в целом значительно богаче щелочами и беднее полевошпатовой известью по сравнению с южно-африканскими траппами.

Большинство исследователей приходит к выводу, что исходной для всего траппового комплекса была магма толеитового характера. Однако М. Л. Журье и В. Л. Масайтис [1959] считают, что формирование всего разнообразия траппов Сибирской платформы происходило за счет несколько различных по составу исходных магм. Кроме нормальной базальтовой магмы среднего наиболее распространенного состава (типа плато-базальта), они выделяют также исходные базальтовые магмы, несколько обогащенные магнием, или железом, или щелочами, видимо, имевшие самостоятельные очаги.

Трапповая формация области Карру в Южной Африке очень близка по возрасту (верхний триас — нижняя юра) Сибирской трапповой формации. Она тоже проявлена в эффузивной и интрузивной фациях. Интрузивы в ней также распространены на гораздо большей площади, чем эффузивы, и специфически приурочены к системе Карру, имеющей мощность около

Сводная таблица средних химических составов (приведенных к 100 %) интрузивных траппов западной части Сибирской платформы (по фазам и комплексам) [по Лурье и др., 1962]

Компо- нент	I		II					
	Ергалакский		Чалбышевский		Тымерский		Летнинский	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,41	48,1	48,83	51,23	49,4	61,7	48,3	54,7
TiO ₂	1,55	2,1	0,21	0,38	0,9	1,5	0,8	0,2
Al ₂ O ₃	16,24	15,6	17,15	15,60	18,0	16,4	15,2	17,7
Fe ₂ O ₃	5,44	3,4	4,36	2,96	1,3	0,8	6,4	8,3
FeO	9,73	11,3	6,10	6,12	6,2	1,7	5,8	4,0
MnO	0,22	0,2	0,19	0,15	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	6,54	4,2	8,85	5,20	6,2	3,2	7,2	0,9
CaO	9,08	8,9	11,70	14,24	14,3	6,7	12,1	4,3
Na ₂ O	2,32	3,6	2,16	3,70	2,2	7,1	3,0	8,1
K ₂ O	1,06	1,8	0,36	0,25	1,4	0,3	0,9	1,2
P ₂ O ₅	0,41	0,8	0,09	0,17		0,5	0,2	0,5

Продолжение табл. 37

Компо- нент	III							IV
	Катангский			Ангарский		Ногин- ский	Амовский	Нориль- ский
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	49,1	48,1	51,7	50,0	50,8	49,9	49,1	48,0
TiO ₂	1,4	1,0	2,2	1,6	2,4	0,6	1,0	0,8
Al ₂ O ₃	15,3	15,4	14,5	14,6	11,3	15,5	19,0	15,0
Fe ₂ O ₃	2,9	1,4	2,6	4,1	5,8	8,7	2,5	3,5
FeO	10,5	9,5	8,8	10,0	10,5	8,6	8,9	9,0
MnO	0,2	0,2	0,1	0,3	0,2	0,3	0,2	0,1
MgO	6,9	10,0	4,6	5,9	4,9	3,6	4,9	10,3
CaO	10,8	12,2	11,8	10,9	10,9	9,6	11,7	10,8
Na ₂ O	2,1	1,7	2,8	1,7	2,2	2,4	1,8	1,7
K ₂ O	0,7	0,3	0,7	0,7	0,8	0,6	0,8	0,7
P ₂ O ₅	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1

Продолжение табл. 37

Компо- нент	IV							
	Норильский						Кузьмовский	
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	47,2	42,2	47,5	49,9	52,4	60,3	49,5	46,6
TiO ₂	0,9	0,6	0,9	0,7	1,1	1,5	1,9	1,3
Al ₂ O ₃	16,9	11,1	16,0	14,9	16,8	15,3	15,0	12,4
Fe ₂ O ₃	3,3	3,4	2,4	4,0	4,2	1,7	4,0	1,7
FeO	8,7	12,6	7,8	7,7	8,3	5,8	10,2	13,1
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2
MgO	8,9	22,1	10,7	7,0	2,6	2,5	5,2	13,7
CaO	11,3	6,8	12,2	12,9	10,1	4,3	10,5	8,2
Na ₂ O	1,7	0,6	1,6	1,7	3,1	3,9	2,5	2,1
K ₂ O	0,9	0,4	0,6	0,9	1,0	4,2	0,8	0,5
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4	0,2	0,2

Компонент	IV						V	
	Кузьмовский				Тычанский		Туринский	Агатский
	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	48,2	53,5	54,0	73,7	49,5	52,3	47,7	52,3
TiO ₂	3,6	1,6	2,0	0,3	1,4	2,0	2,1	1,0
Al ₂ O ₃	12,1	11,9	11,3	12,0	16,0	14,9	14,4	14,6
Fe ₂ O ₃	6,0	5,5	6,0	1,7	4,2	3,7	2,8	2,3
FeO	13,9	11,1	13,1	1,9	8,3	6,0	12,3	9,1
MnO	0,2	0,2	0,3	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2
MgO	3,6	2,5	2,0	0,1	5,5	4,2	6,8	6,6
CaO	8,7	7,0	6,7	1,3	10,2	10,4	10,7	10,4
Na ₂ O	2,4	4,5	2,4	2,4	3,1	3,0	1,7	2,0
K ₂ O	1,1	2,0	1,9	6,4	1,4	3,0	1,2	1,5
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,3	0,1	0,2	0,4	0,1	—

Примечание. 1 — титан-авгитовые диабазовые порфиры, по 3 анализам; 2 — трахидолериты, по 3 анализам; 3 — амфиболизированные долериты, по 2 анализам; 4 — субщелочные долериты; 5 — субщелочные долериты амфиболизированные, по 2 анализам; 6 — альбититы; 7 — амфиболизированные диабазы, по 3 анализам; 8 — щелочные пегматиты; 9 — нормальные долериты, по 31 анализу; 10 — троктолитовые долериты, по 2 анализам; 11 — долерит-пегматиты, по 5 анализам; 12 — долериты толеитовые с микропегматитом, по 10 анализам; 13 — пегматоидные габбро-долериты, по 2 анализам; 14 — лейкокраповые долериты, по 11 анализам; 15 — порфировые анортитовые долериты, по 10 анализам; 16 — средний состав интрузии Норильск-1, по 24 анализам; 17 — такситовые габбро-диабазы, по 2 анализам; 18 — пикритовые габбро-диабазы, по 8 анализам; 19 — оливин-биотитовые габбро-диабазы, по 6 анализам; 20 — оливиновые габбро-диабазы, по 3 анализам; 21 — габбро-диориты, по 2 анализам; 22 — кварцевые диориты; 23 — долериты с кварцем и слюдой, по 13 анализам; 24 — троктолитовые долериты; 25 — феррогаббро, по 6 анализам; 26 — кварцевые щелочные габбро, по 4 анализам; 27 — феррогортонитовые гранофиры, по 2 анализам; 28 — кислые гранофиры; 29 — субщелочные долериты, по 8 анализам; 30 — габбро-тешениты, по 7 анализам; 31 — крупнозернистые долериты, по 5 анализам; 32 — афанитовые долериты. I — V — фазы.

8500 м и возраст конец карбона — нижняя юра (рис. 54). В более древних отложениях они встречаются очень редко, главным образом в виде даек.

Лавы Базутоленда занимают площадь около 26 тыс. км² в центре бассейна Карру, причем прежде они были распространены на значительно большей территории. Их мощность достигает 1370 м. В нижней части лавы переслаиваются с туфами, агломератами и нормально осадочными породами, но основная масса их представляет непрерывную последовательность потоков базальтовой лавы мощностью от 0,3 до 46 м. Вулканические каналы центрального типа обычны — однако они большей частью заполнены пеплом и приурочены к нижним частям свиты. По-видимому, большую роль играли трещинные излияния.

Лавы Лебомбо, выходящие на дневную поверхность по линии, идущей с севера на юг между 23 и 29° ю. ш., заметно отличаются от лав Базутоленда, хотя те и другие излияния происходили практически в одно время (верхний триас — нижняя юра). Они расположены вдоль моноклиальной флексуры, которая зародилась в период вулканической деятельности и помимо нормальных базальтов включает также сильно дифференцированные типы пород. Вулканическая деятельность началась с излияний базальтов и лимбургитов, которые сменились извержением кислых риолитовых лав. Последнее носило взрывной характер и сопровождалось образованием слоев вулканического пепла. За извержением риолитов последовало излияние второй свиты базальтов. Вулканическая деятельность этой области проявилась также внедрением больших гранофировых тел в самом ядре горной цепи.

Химический состав интрузивных траппов южной части Сибирской платформы [по Фе-
октистову, 1961]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47,00	47,75	49,18	47,03	48,25	47,47	47,54	49,92	55,00	64,06
TiO ₂	1,77	1,68	2,15	1,52	2,14	1,91	3,24	2,63	2,10	0,69
Al ₂ O ₃	15,12	14,69	15,09	14,24	14,98	14,67	13,40	12,82	12,04	14,54
Fe ₂ O ₃	4,47	3,40	4,61	3,06	3,54	3,90	6,60	7,59	7,68	2,98
FeO	9,38	10,48	9,92	10,88	10,48	7,94	11,56	9,52	7,19	3,52
MnO	0,21	0,19	0,15	0,20	0,22	0,18	0,28	0,24	0,20	0,19
MgO	6,52	5,87	4,12	8,38	5,16	6,55	3,79	2,76	1,56	1,89
CaO	10,23	10,20	8,67	10,59	10,48	11,75	8,16	7,80	5,71	3,24
Na ₂ O	2,13	2,57	2,80	2,15	2,64	2,43	2,48	2,81	2,59	2,51
K ₂ O	0,58	0,64	0,93	0,54	0,57	0,42	1,05	1,34	2,26	2,54
H ₂ O ⁺	1,72	1,43	1,79	0,83	1,13	1,64	1,78	2,00	2,94	1,89
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,28	0,09	0,08	0,10	0,33	0,38	0,54	0,05
CO ₂	0,05	0,02	0,09	0,24	0,03	—	0,04	0,10	0,03	0,93
SO ₃	0,08	0,07	0,14	0,07	0,11	0,07	0,02	0,05	0,02	0,04
Сумма . . .	99,37	99,13	99,92	99,82	99,81	99,03	100,27	99,96	99,86	99,07

Примечание. 1 — диабазовые порфиры, по 16 анализам; 2 — офитовые и пойкило-офитовые диабазы, по 24 анализам; 3 — гранофировые диабазы, по 8 анализам; 4 — троктолитовые диабазы, по 18 анализам; 5 — толеитовые диабазы, по 6 анализам; 6 — хлорофит-палагонитовый диабаз, по 2 анализам; 7 — диабаз-пегматит с призматически-зернистой структурой, по 8 анализам; 8 — оливковые диабаз-пегматиты, по 13 анализам; 9 — безоливиновые диабаз-пегматиты, по 7 анализам; 10 — диабазовые гранофиты, по 3 анализам.

Долеритовые интрузии бассейна Карру формировались одновременно с излиянием лав Базутоленда или непосредственно вслед за ними. В настоящее время они распространены на площади не менее 570 тыс. км². Слон Карру, инъецированные долеритами, состоят в основном из полево-шпатовых песчаников и алевролитов, переслаивающихся с тонкозернистыми или ленточными аргиллитами и глинистыми сланцами. Преобладающей формой интрузивных тел являются силлы, иногда не вполне согласные, в том числе ступенчатые. Мощность силлов колеблется от 0,3 до 300 м. Местами наблюдаются волнистые пласты, имеющие мульдообразную форму. Мощность их иногда достигает 450—600 м. Еще большей мощностью обладают колоссальные изогнутые пласты в Инсизве в Восточном Грикваленде (рис. 55), где их мощность превышает 900 м в мульдообразных прогибах; на участках, локализованных в пределах таких прогибов, кристаллизационная дифференциация приводит к накоплению оливина и образованию пикритов и перидотитов у подошвы интрузии. Широко распространенные дайки всегда обладают мощностью значительно меньшей, чем мощность пластовых и наклонных секущих интрузии; но и они могут достигать более 65 км в длину. Редко встречаются центральные интрузии, образовавшиеся при поднятии магмы по кольцевым трещинам.

Базальтовые магмы области Карру характеризуются высокой активностью в отношении боковых пород. В результате контактового метаморфизма аргиллиты спекаются в плотные роговики, песчаные слои уплотняются и перекристаллизуются, в некоторых случаях наблюдается и их остеклование. Но наиболее замечательной особенностью базальтовой магмы Карру является ее способность к глубокой метасоматической переработке осадочных пород с образованием гранофиров.



Рис. 54. Распространение трапповой формации Карру [по Уокеру, Польдерварту, 1950]. 1 — осадочные породы Карру; 2 — триас-лейасовые вулканические породы; 3 — южная граница распространения долеритов Карру.

Ф. Уокер и А. Польдерварт [1950] выделяют значительное количество типов интрузивных долеритов области Карру. Из них наиболее распространенными являются следующие разновидности: 1) средне- и мелкозернистые оливиновые долериты с офитовой структурой, с авгитовым пироксеном, окруженным оболочкой железистого пиклонита; характерно отсутствие ортопироксена и магнезиального пиклонита (тип Пердеклоф); 2) среднезернистые субофитовые оливиновые долериты и толенты, отличающиеся наличием столбчатого магнезиального пиклонита, отсутствием ортопироксена и высоким содержанием цветных минералов (тип Блаувкранс); 3) крупнозернистые субофитовые оливиновые долериты, отличающиеся небольшим содержанием цветных, которые представлены авгитом и ортопироксеном или пиклонитом, а также микропегматитом в интерстициях (тип Кокстад); 4) средне- и до крупнозернистых бронзитовые долериты с обильным микропегматитом и без оливина (тип Гангнест).

Другие типы, отличающиеся деталями минерального состава и структуры, распространены значительно менее широко. Среди них наиболее интересны следующие типы: 5) пикриты и пикритовые долериты; 6) крупнозернистые долериты с биотитом и низким содержанием цветных минералов; 7) долерит-пегматиты; 8) метасоматические гранофиры, которые представляют собой крупнозернистые гранофировые породы, образовавшиеся путем переплавления осадочных пород под действием долеритовой магмы. Эти породы состоят преимущественно из микропегматита, лейст плагиоклаза и удлиненных зерен серпентинизированного пироксена. Наряду с метасоматическими гранофирами встречаются и жиллообразные тела гранофиров магматического происхождения. В последних содержатся ферроавгит и фаялит. Пироксеп метасоматических гранофиров обычно

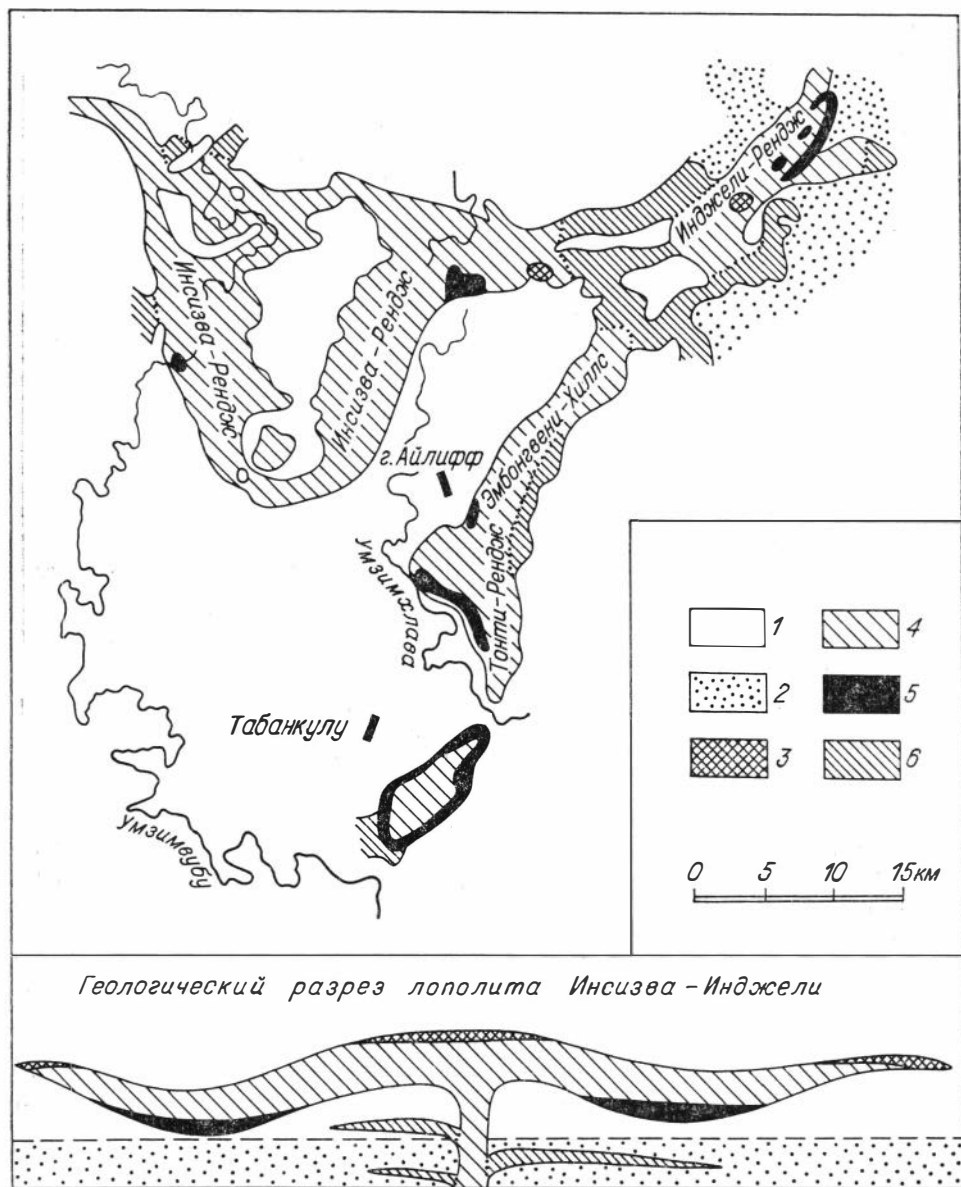


Рис. 55. План и разрез пласта Инсизва [по Уокеру, Польдерварту, 1950].

1 — свита Бофорт; 2 — свита Экка; 3 — зона кровли; 4 — центральная зона; 5 — зона подшвы; 6 — долерит.

замещен серпентином. В иногда свежих разностях он представлен субкальциевым авгитом, нередко с ядрами столбчатого пиджонита.

Метасоматические гранофиры залегают в кровле долеритовых интрузий, иногда образуют включения в долеритах, часто с сохранившимся ядром осадочной породы. Например, у Алевинс-Гет, в 280-метровом силле долерита типа Пердеклоф обнаружен линзообразный ксенолит алевролита размером $15 \times 2,5$ м, расположенный в 30 м от секущего верхнего контакта. Ксенолит окружен оболочкой гранофира, причем все контакты резко выражены. Известковые конкреции алевролита превращены в скоп-

ления граната в гранофире. Над ксеполитом и особенно под ним встречаются шилы долеритового пегматита, а от гранофировой оболочки отходят реоморфические жилы гранофира. Образование гранофира, судя по аналитическим данным, сопровождалось привносом Fe, Mg и особенно Ca при одновременном выносе Si и K. Таким образом, переплавление под действием ранних эманаций из кристаллизирующейся долеритовой магмы приводило к привносу Ti, Fe, Mg, Ca в осадочные породы с одновременной потерей последними Si, Al и K в виде метасоматизирующих флюидов [Уокер, Польдерварт, 1950, с. 152—153]. В других случаях и на более поздних стадиях образование гранофира сопровождалось обогащением Fe, Ca и Na. Конечную стадию обогащения калием Ф. Уокер и А. Польдерварт [1950, с. 153—154] наблюдали близ Риткопа, где 60-метровый силл долерита типа Гапгнест переплавил 20-метровый участок алевролитов в гранофир с более крупнозернистой частью сверху. Нижний мелкозернистый гранофир содержит устойчивый прослой, в котором хорошо заметны округлые ядра неизмененного алевролита. Долерит под этим участком заметен разложен и имеет более кислый состав, чем обычно; все его контакты, в том числе и между двумя гранофитами, резко выражены. От верхнего гранофира отходят в долерит реоморфические жилы. Анализы пород Риткопа показывают, что привнос K здесь сопровождался выносом Na, причем одновременно привносился Si. Таким образом, в области Карру сравнительно небольшие интрузии базальтовой магмы привели к образованию значительных тел гранитового состава, имеющих изверженный облик, но образовавшихся в результате переплавления и иногда путем метасоматического преобразования прилегающих осадочных пород. Этому явлению, видимо, способствует высокое содержание летучих в магме. Ф. Уокер и А. Польдерварт [1950, с. 155] высказывают даже предположение, что подобное переплавление может быть вообще широко распространенным процессом и, возможно, им обусловлена широко распространенная ассоциация основных и кислых пород во многих магматических комплексах.

На табл. 39 представлены средние химические составы долеритов Карру. Из таблицы можно видеть, что базальтовая магма этой области является типично толентовой [Kennedy, 1933]. Наиболее распространенные типы интрузивных долеритов почти тождественны по своему составу эффузивным представителям трапповой формации. Магма Карру почти тождественна магмам других трапповых областей, в частности магме сибирских траппов, отличаясь от последней несколько меньшим содержанием суммарного железа и щелочей.

На диаграмме, составленной по методу А. П. Заварицкого (рис. 56), характер рассеяния точек совершенно подобен таковому для траппов Сибири и обусловлен процессами кристаллизационной дифференциации. На треугольной диаграмме (см. рис. 51) обнаруживается свойственное для толентового типа направление дифференциации, выражающееся в обогащении железом на протяжении большей части процесса кристаллизации, за которым на последней его стадии последовало обогащение кремнеземом и щелочами.

Северо-Атлантическая (Британо-Арктическая) вулканическая провинция может служить примером области, где типичный трапповый вулканизм оказывается совмещенным с щелочным оливин-базальтовым вулканизмом, т. е. мы имеем дело с толент-трахибазальтовым подтипом трапповой формации [Тернер, Ферхуген, 1961]. Она занимает большую площадь, в контурах которой кроме Северной Британии располагаются острова Фарерские, Шпицберген, Земля Франца-Иосифа. Эти острова, ви-

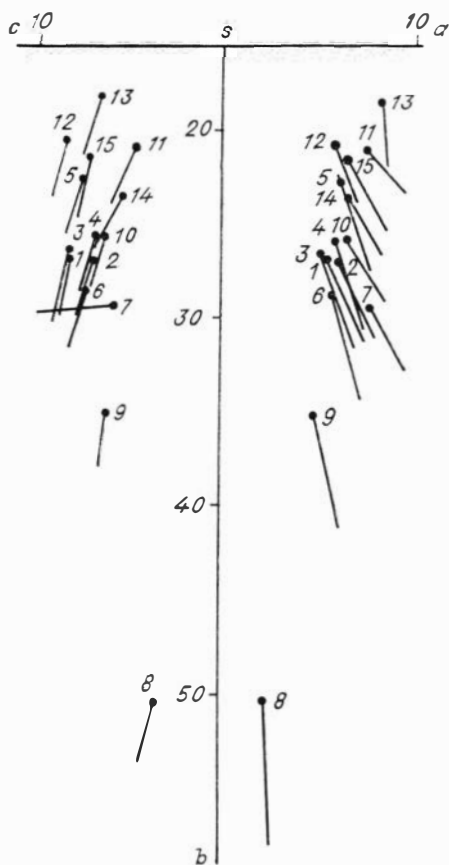


Рис. 56. Диаграмма химических составов долеритов Карру.

димо, представляют собой остатки громадного базальтового плато сформированного, вероятно, в позднегеретичное время и в настоящее время в большей своей части погружившегося под уровень моря. В пределы названного контура, как полагают, следует включить и проявления базальтового вулканизма на восточном побережье Гренландии, а также на островах северной части Атлантического срединно-океанического хребта — Исландии и Ян-Майен.

Некоторая часть этой провинции сложена целиком щелочными оливиновыми базальтами (трахибазальтами) с ассоциирующими с ними океанитами, трахиандезитами и трахитами. Другие ее части характеризуются чисто толеитовым вулканизмом. Но более типичной для Северо-Атлантической провинции является тесная ассоциация и даже чередование оливин-базальтовых и толеитовых лав. Например, на Фарерских островах из общей мощности

4000 м базальтовых лав верхние 600 м сложены оливиновыми базальтами и подчиненными им океанитами, средняя часть является толеитовой, а нижние 1700 м сложены обоими типами, чередующимися друг с другом.

На севере Ирландии и Гебридских островах также разливались лавы, имеющие состав щелочных оливиновых базальтов и толеитов. Остатки их образуют базальтовое плато площадью около 2000 кв. миль. Местами, например, на о. Малл, их полная мощность достигает почти 1750 м. Не исключена возможность излияния лав базальтового состава из сети трещин, но более вероятно предположение, что они являются остатками серии щитовых вулканов гавайского типа. Среди пород этого плато преобладают базальты (щелочные оливиновые базальты и толеиты), но имеются также отдельные потоки мудиеритов, трахитов и риолитов; на о. Скай известна серия таких кислых и средних лав и их туфов общей мощностью около 600 м. За излиянием лав следовал период чередования вулканической и интрузивной деятельности, сосредоточенной в нескольких независимых центрах. Происходило оседание блоков диаметром в несколько километров по кольцевым трещинам, затем по этим трещинам внедрялась магма, находящаяся на различной степени эволюции, и возникали кольцевые дайки. Повторные проседания и инъекции магмы, чередующиеся с образованием кратеров взрыва, дали сложные интрузии, состоящие из ряда сближенных кольцевых даек. По составу породы этого периода колеблются от габбро и ультраосновных пород, образующих местами скопления, до широко развитых гранофиров, гранитов, риолитов

Химический состав долеритов Карру [по Уокеру, Польдерварту, 1950]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,33	51,85	50,50	54,4	53,58	52,2	52,3	44,59
TiO ₂	1,11	0,95	0,85	1,10	1,42	0,8	2,4	0,40
Al ₂ O ₃	16,28	15,10	15,55	14,8	16,04	14,9	16,0	8,04
Fe ₂ O ₃	0,95	1,34	0,87	1,3	Сл.	1,2	1,2	2,14
FeO	9,88	9,16	9,30	8,9	8,63	8,2	10,3	9,87
MnO	0,27	0,93	0,20	0,2	0,26	0,2	0,2	0,17
MgO	6,82	6,41	8,48	7,2	6,02	9,8	4,2	26,86
CaO	10,60	10,36	10,75	9,0	8,74	9,6	8,6	4,76
Na ₂ O	2,22	1,79	1,96	2,1	2,27	2,2	2,7	0,94
K ₂ O	0,65	0,83	0,59	0,9	0,98	0,8	1,8	0,44
H ₂ O ⁺	0,57	0,79	0,69	—	1,03	—	—	1,21
H ₂ O ⁻	0,25	0,46	0,14	—	0,56	—	—	0,13
P ₂ O ₅	0,19	0,15	0,12	0,1	0,22	0,1	0,3	0,07
С у м м а . . .	101,12	100,12	100,00	100,00	99,75	100,00	100,00	99,62

О к о н ч а н и е т а б л . 39

Компонент	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	48,54	51,46	56,29	51,26	54,07	54,43	52,34
TiO ₂	0,88	1,97	2,00	1,04	1,34	1,77	0,99
Al ₂ O ₃	13,32	14,15	12,80	15,41	14,66	13,18	14,47
Fe ₂ O ₃	1,13	2,94	2,03	0,99	2,36	2,48	2,33
FeO	9,33	10,62	10,92	9,50	6,93	10,48	8,77
MnO	0,15	0,27	0,21	0,21	0,07	0,26	0,26
MgO	12,69	4,57	2,69	7,78	3,54	4,10	6,33
CaO	9,34	9,09	7,05	9,70	5,31	7,87	10,25
Na ₂ O	2,04	2,39	2,48	1,95	2,68	2,22	2,25
K ₂ O	0,45	0,87	1,52	0,77	1,15	1,23	0,70
H ₂ O ⁺	1,18	1,43	1,07	0,84	6,20	1,08	1,02
H ₂ O ⁻	0,35	0,23	0,19	0,37	2,76	0,54	0,27
P ₂ O ₅	0,13	0,18	0,18	0,12	0,28	0,24	0,02
С у м м а	99,53	100,17	99,43	99,94	101,35	99,88	100,00

П р и м е ч а н и е. 1 — тип Пердеклоф, по 6 анализам; 2 — тип Блаувкрайс, по 6 анализам; 3 — тип Кокстад, по 13 анализам; 4 — тип Гангнест, по 6 анализам; 5 — тип горы Даунс, по 1 анализу; 6 — тип Гановер, по 3 анализам; 7 — тип Кентани, по 4 анализам; 8 — пикриты и пикритовые долериты, по 9 анализам; 9 — тип Кранскоп, по 3 анализам; 10 — краевые толеиты, по 2 анализам; 11 — тип Нью-Амальфи, по 3 анализам; 12 — закаленные базальты, по 7 анализам; 13 — базальтовые стекла, по 2 анализам; 14 — долеритовые пегматиты, по 6 анализам; 15 — толеиты горы Артур, по 4 анализам.

Химический состав основных изверженных пород Британо-Арктической третичной провинции [по Тернеру, Ферхугену, 1961]

Компонент	А			В			С	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45,5	44,68	49,24	49,2	50,41	50,5	47,9	46,40
TiO ₂	3,1	2,51	1,84	2,9	1,30	1,8	1,3	3,05
Al ₂ O ₃	15,0	16,37	15,84	14,4	15,14	13,7	19,8	16,30
Fe ₂ O ₃	3,5	4,31	6,09	3,4	2,71	3,8	4,5	3,60
FeO	10,4	8,11	7,18	10,1	7,95	9,2	4,3	7,17
MnO	0,2	0,32	0,29	0,4	0,17	0,3	0,2	0,23
MgO	8,1	6,59	3,02	5,4	6,57	5,2	5,0	6,0
CaO	8,7	8,70	5,26	9,4	11,30	9,7	12,3	11,04
Na ₂ O	2,6	3,28	5,21	2,0	2,29	2,8	2,2	2,14
K ₂ O	0,4	0,21	2,10	1,0	0,82	1,1	0,3	0,29
H ₂ O ⁻	1,7	1,69	1,61	1,6	1,01		1,8	1,10
H ₂ O ⁺	1,0	2,99	1,08		0,72	2,2	0,1	2,40
P ₂ O ₅	0,3	0,15	1,47	0,2	0,15	0,3	0,3	0,23
CO ₂	0,1	0,06	—	—	0,07	—	0,1	—
BaO	—	0,02	0,09	—	0,03	—	—	—
Остаток	—	—	—	—	0,11	—	—	—
С у м м а . . .	100,6	99,99	100,32	100,0	100,75	100,6	100,1	99,95

П р и м е ч а н и е. А. Оливиновые базальты и близкие к ним породы (породы платомагматического типа и щелочная магматическая серия); 1 — тип платобазальтов, по 3 анализам, Малл; 2 — анальдим-оливиновый диабаз (кринанит), Арран; 3 — муджиерит, Скай. В. Толеитовые базальты и родственные им породы (непорфировый центральный магматический тип); 4 — диабаз, по 4 анализам, Шпицберген; 5 — оливиновый толеит, Кильдерхид, Нортумберленд; 6 — толеиты (непорфировый центральный тип), по 8 анализам, провинция Гебрид. С. Породы порфирового центрального типа; 7 — базальтовые лавы порфирового центрального типа, Малл, по 3 анализам; 8 — базальт с порфировыми полевыми шпатами, Хеджвик, Фарерские острова.

и трахитов. Характерно, что здесь относительно много кислых гранитных и риолитовых пород и редко встречаются средние по составу породы (например, андезиты). Конечные стадии магматической деятельности отмечаются инъекциями жильных щелочных оливиновых базальтов (тешени-тов) и толеитов, которых особенно много в районах самостоятельных центров кольцевых интрузий.

Петрографическое разнообразие магматических пород Гебридского района весьма велико; здесь выделяются следующие серии:

1) оливиновые базальты и эквивалентные им интрузивные породы (оливиновые диабазы, габбро, кринаниты), муджиериты, трахиты и щелочные сиениты, являющиеся дифференциатами оливин-базальтовой магмы. Этот тип магмы описывается здесь как тип магмы плато (табл. 40);

2) толеитовые базальты и диабазы, образующие потоки, дайки, сил-лы и конические интрузии (непорфировый центральный тип магмы);

3) андезитовые и риолитовые лавы и брекчии и интрузивные кварцевые порфиры, гранофиры и граниты различных центральных вулканиче-ских и интрузивных комплексов;

4) базальты с обильными фенокристами основных плагиоклазов (порфировый центральный тип магмы);

5) ультраосновные оливиновые габбро и перидотиты.

Существуют различные мнения в отношении происхождения этих магматических серий и «типов магм». Большинство старых исследователей

сходятся на том, что кислые магматические породы являются результатом дифференциации толеитовой (непорфировой центральной) магмы и что щелочные магматические породы произошли подобным же образом из оливин-базальтовой магмы (магмы плато). Предполагают также, что порфировая центральная магма происходит из оливин-базальтового типа в результате накопления кристаллов основного плагиоклаза и что ультраосновные породы, в свою очередь, образовались подобным же образом за счет порфировой центральной магмы. Высказываются и другие взгляды на происхождение гранофиов и других кислых пород этой магматической ассоциации. Например, Л. Уэйджер и другие [Wager et al., 1953] описывают для этой области (о. Скай) переплавление аркозовых песчаников в контакте с основными породами и образование гранофиовых пород при кристаллизации вновь образовавшегося расплава.

Базальт-риолитовый подтип трапповой формации может быть иллюстрирован следующими примерами.

Палеогеновая формация базальтов и липаритов Янского плато описана И. М. Сперанской [1962]. Интенсивная вулканическая деятельность в этом районе продолжалась в течение верхнего мела и закончилась в начале палеогена, причем эффузивные толщи лежат здесь несогласно на сильно дислоцированных среднеюрских морских отложениях. Общий разрез эффузивов включает отложения следующих трех формаций.

1. Андезитовая формация, сложенная в основном палеотипными андезитами и дацитами, имеющая возраст апт — турон.

2. Позднемеловая липаритовая формация из кайнотипных липаритов, игнимбригов, обсидианов, липаритовых туфов, а также андезитов, андезит-базальтов, базальтов. Общая последовательность извержений: андезиты и андезит-базальты — липариты. Эти две формации были образованы в обстановке межгорных впадин. Общая мощность меловых эффузивов 2500—3000 м.

3. Палеогеновая формация платобазальтов и липаритов, мощность 800—1000 м.

Главным элементом допалеогеновой структуры этого района является крупное куполовидное поднятие, сложенное меловыми эффузивами, которые местами прорваны небольшими субвулканическими интрузиями двупироксеновых диоритов и гранодиоритов. Палеогеновый базальтовый вулканизм связан с образованием крупного широтного прогиба, несогласного с общей структурой допалеогеновых эффузивных толщ.

Покровы базальтов слагают обширные плато. Массовые излияния базальтов имели трещинный характер, о чем свидетельствует обилие базальтовых даек, наряду с которыми встречаются и небольшие интрузивные тела изометричной формы, составленные долеритами, габбро-диоритами или монцитонитами, представляющими собой субвулканические интрузии, сопряженные с базальтовым вулканизмом. В процессе базальтовых извержений устанавливается перерыв, с которым связано появление липаритовых лав и туфов. Пачка их мощностью от 50 до 350 м делит базальтовую толщу на две части. Базальтовая толща составлена сериями полого залегающих покровов, мощность которых колеблется от 15 до 25 м (редко до 50 м). Кислые лавы образуют среди базальтов экструзивные обсидиановые купола, небольшие лавовые потоки и более значительные отложения игнимбригов.

По описанию И. М. Сперанской, палеогеновые базальты принадлежат к лейкократовому типу; наиболее распространены оливин-авгитовые, обычно двупироксеновые; редки авгитовые и плагиобазальты, не содержащие цветных минералов. Липариты состоят главным образом из стек-

Химический состав пород палеогеновой формации платобазальтов северного побережья Охотского моря [по Сперанской, 1962]

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,63	51,90	52,18	67,68	68,68	77,74
TiO ₂	2,41	2,14	2,38	0,08	0,38	0,30
Al ₂ O ₃	16,83	17,16	16,97	12,46	14,48	11,78
Fe ₂ O ₃	4,50	3,33	3,88	0,84	1,77	0,78
FeO	5,02	5,82	5,66	4,77	1,12	0,48
MnO	0,21	0,10	0,16	0,12	0,05	0,03
MgO	4,55	4,10	4,13	0,22	0,10	0,23
CaO	7,46	7,08	6,82	1,50	1,87	0,27
Na ₂ O	3,24	3,29	3,50	4,24	4,78	3,38
K ₂ O	1,46	1,36	1,78	2,08	2,84	3,92
H ₂ O ⁻	1,40	1,50	0,77	1,26	0,28	0,13
H ₂ O ⁺	1,34	1,04	0,63	5,01	3,56	0,46
P ₂ O ₅	0,99	0,90	0,99	0,06	0,07	0,04
CO ₂	0,20	—	0,10	—	—	—
SO ₃	—	—	—	0,01	—	—
П. п. п.	2,37	2,00	1,08	—	4,13	0,61
С у м м а . . .	100,24	99,72	99,95	100,33	99,98	99,54

П р и м е ч а н и е. 1 — пироксеново-оливиновый плагиобазальт; 2 — оливиновый базальт; 3 — оливин-пироксеновый базальт; 4 — обсидиан; 5 — двупироксеновый витролитарит; 6 — биотитовый липарит.

ла, частично раскристаллизованного, и порфировых выделений, сложенных плагиоклазом, кварцем и калиевым полевым шпатом.

В табл. 41 приведено шесть химических анализов палеогеновых базальтов и липаритов. И минералогия, и химический состав базальтов говорят о принадлежности их к толеитовому типу.

Область развития базальтовых и риолитовых лав Лебомбо-Бузи в Южной Африке приурочена к флексурному перегибу горизонтально лежащих осадочных толщ и вытянутых в меридиональном направлении почти на 1000 км в виде узкой полосы шириной около 30 км.

Осадочные породы серии карру согласно перекрыты базальтами, которые в нижней своей части содержат потоки лимбургитов; выше залегают риолиты, имеющие большую мощность, которые снова перекрываются базальтами с прослоями риолитовых пород. Мощность этой серии, состоящей целиком из базальтов и риолитов, достигает нескольких километров. Местами базальты прорваны большими линейными телами авгитового гранофира, родственного риолитам [Дю Тойт, 1957, с. 259—260]. Примерно такая же ассоциация основных и кислых лав и сопровождающих их центральных интрузий (в составе которых габбро, граниты, нефелиновые сиениты и т. д.) известна также в Юго-Западной Африке.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТОЛЕИТ-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Проблема происхождения тех или иных магматических формаций всегда распадается на две части: 1) происхождение и природа исходных магм и 2) происхождение пород, составляющих конкретные магматические

комплексы. Вопрос о происхождении исходной для трапповых комплексов толеит-базальтовой магмы и ее взаимоотношениях с другим распространенным типом базальтовых магм — щелочной оливин-базальтовой магмой — удобнее рассмотреть позже и применительно к базальтовым магмам вообще. Вопрос о дальнейшей эволюции толеитовой магмы, поднимающейся к поверхности, и происхождении пород, типичных для трапповых формаций, является относительно простым.

Направленне дифференциации и состав остаточных расплавов определяются ранним фракционированием магнезиального оливина и пироксена, в результате чего в расплаве накапливается кремнезем и щелочи, а также повышается отношение $\text{FeO} : \text{MgO}$ по сравнению с родоначальной магмой, причем конечная дифференциация может привести к образованию гранофирового остатка.

Кислые (преимущественно гранофировые) породы, ассоциирующие с многими диабазовыми (и долеритовыми) интрузиями, а также липариты базальтовых областей обычно рассматриваются в качестве последних продуктов кристаллизационной дифференциации толеитовой магмы. Действительно, диабазы с кварцевым и гранофировым мезостазисом являются самой обыкновенной породой в трапповых комплексах, и в возможности образования этого гранофирового мезостазиса в результате нормальной дифференциации можно не сомневаться. Стекловатый мезостазис, выделенный Ф. Уокером из шотландского толеита, содержит 67 % SiO_2 и свыше 6 % щелочей. Стекло это сильно пересыщено кремнеземом; пересчеты показывают в нем 33 % нормативного кварца. Тем не менее дифференциация в кварцево-диабазовых сплавах нигде не приводит к отделению заметных количеств магмы такого состава. Высказывается предположение, что такой процесс может идти в больших масштабах в крупных телах, имеющих большие вертикальные размеры. В таком случае гораздо более широким распространением, чем гранофиры и липариты, должны были бы обладать породы среднего состава, а они в трапповых комплексах полностью отсутствуют или исключительно редки. По этой же причине неприемлема гипотеза возникновения гранофиров и липаритов в результате ассимиляции базальтовой магмой кислого материала с последующей дифференциацией. Наиболее вероятна гипотеза чистого плавления кислых пород осадочно-метаморфической оболочки под действием тепла и летучих, выделяемых базальтовой магмой в кровле более крупных интрузивных тел или глубинных магматических очагов, причем образование метасоматических гранофиров, видимо, является необходимой промежуточной стадией этого процесса. Любопытная особенность возникающих таким способом гранитоидных (гранофировых) эвтектоидного характера расплавов — их несмешимость с базальтовой магмой, по крайней мере в геологической обстановке образования трапповых интрузий.

Вопрос о процессах ассимиляции при образовании трапповых интрузий древних платформ обсуждался А. П. Лебедевым [1961], М. Н. Годлевским [1959] и другими исследователями. Все они приходят к выводу, что явления ассимиляции вмещающих пород крайне редки и наблюдаются только в верхних контактах дифференцированных интрузий базальтовой магмы, отличающейся повышенным содержанием летучих компонентов. Но роль ассимиляции, видимо, повышается в трапповых комплексах, формировавшихся вне структур типа древних платформ. По крайней мере, В. А. Кутолли [1963], сравнивая магматические породы Кузбасса с траппами других областей с неплатформенным типом строения (Кольвань-Томская зона, Тургайский прогиб, Таймыр, Северо-Восток СССР), обратил внимание на некоторые общие особенности, отличающие их от трап-

повых формаций древних платформ. В траппах неплатформенных областей, оказывается, достаточно широко развиты явления контаминации и ассимиляции, обычно отсутствующие в прогибах древних платформ. Соответственно, они обычно содержат больше кремнезема и щелочей, приближаясь по отношению числовых характеристик $a : c$ к породам трахибазальтовых формаций. Все эти отличия, вероятно, связаны с несколько иной тектонической обстановкой: большая мощность осадочно-метаморфической оболочки, меньшая возможность к образованию открытых трещин и быстрому поднятию магмы по сравнению с обстановкой древних платформ.

ЩЕЛОЧНАЯ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВАЯ (ТРАХИБАЗАЛЬТОВАЯ) ФОРМАЦИЯ КОНТИНЕНТОВ

Щелочная оливин-базальтовая формация распространена достаточно широко, главным образом в пределах областей завершенной складчатости, частью в пределах древних платформ, но в отличие от трапповой формации сложенные ею лавовые поля и площади массового распространения пластовых интрузий имеют более скромные размеры. Эта формация имеет значительно более ярко выраженную связь с крупными разломами, особенно рифтовыми структурами, почему площади распространения ее часто резко вытянуты вдоль разломов или сосредоточены в узких и длинных прогибах. Значительно большая рассеянность щелочной оливин-базальтовой формации обусловлена еще и тем, что для нее более характерны центральные вулканы различного типа, нежели трещинные излияния. Любопытной особенностью этой формации является также и то, что в главнейших областях своего развития она моложе трапповых формаций. Если главные трапповые комплексы мира имеют пермский, триасовый или юрский возраст, то оливин-базальтовые или трахибазальтовые комплексы являются преимущественно верхнемеловыми, третичными и четвертичными. Конечно, известны примеры и значительно более древних трахибазальтовых комплексов, но все же преимущественно щелочно-базальтовый вулканизм кайнозоя в пределах жестких материковых структур невольно обращает на себя внимание.

Щелочная оливин-базальтовая формация может быть определена как ассоциация эффузивных и субвулканических интрузивных пород, в которой количественно преобладают недосыщенные кремнеземом оливиновые базальты, хотя наряду с ними могут присутствовать и толеитовые базальты. Оливиновые базальты обычно сопровождаются разнообразными субщелочными и собственно щелочными продуктами дифференциации оливин-базальтовой магмы. В эффузивной фации они представлены трахибазальтами, трахиандезитами, мудижеритами, трахитами, иногда комендитами, а также лимбургитами, базанитами, редко нефелиновыми базальтами, фонолитами и совсем редко лейцитовыми породами, а в интрузивной фации — оливиновыми долеритами, тешенитами, пикритами, эссекситами, монцонитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами и т. д.

В химическом отношении породы щелочной оливин-базальтовой формации характеризуются повышенной щелочностью при заметном преобладании натрия над калием, повышенным содержанием титана и железа, причем наиболее кислые продукты дифференциации характеризуются совершенно отчетливо выраженной «пантеллеритовой тенденцией» [Заварицкий, 1950], т. е. присутствием в составе ассоциации кислых пород, пересыщенных щелочами.

Типичными особенностями минерального состава пород формации являются: 1) обычно повышенная железистость оливина; 2) титан-авгитовый характер пироксена в основных породах, причем титан-авгит в более кислых породах сменяется эгирином или эгирин-авгитом; 3) полное отсутствие ромбических пироксенов и обыкновенных роговых обманок, хотя баркевикит, а также биотит встречаются часто. Наряду с плагиоклазами, даже основными, часто появляются калиевый или калинатровый полевой шпат, иногда нефелин, анальцит, натровые цеолиты. Лейцит хотя и встречается, но для данного формационного типа не характерен.

В целом же, по ассоциациям пород, а также по особенностям химизма и минерального состава щелочная оливин-базальтовая формация очень близка к типу трапповых формаций. Существуют вулканогенные комплексы, занимающие промежуточное положение между тем и другим типом. Например, уже в трапповом комплексе Декана встречаются породы, характерные для щелочной оливин-базальтовой формации, а базальтовый комплекс Британо-Арктической провинции состоит примерно наполовину из базальтов толентового типа, наполовину из оливиновых базальтов с повышенной щелочностью. Трапповые формации в пределах некоторых узлов или в некоторые периоды своего формирования могут приобретать совершенно определенные признаки щелочной базальтовой формации, выражающиеся в появлении таких щелочных и субвулканических типов пород, как тералиты, тешепиты и т. д. Точно так же и в областях площадного развития щелочной оливин-базальтовой формации передки узлы, в пределах которых щелочность и обычно основность пород сильно повышены, а также комплексы, состоящие целиком из щелочных основных и ультраосновных пород и заслуживающие выделения в самостоятельный формационный тип.

Большинство хорошо изученных комплексов, принадлежащих к типу щелочной оливин-базальтовой формации, имеет третичный и четвертичный возраст. Естественно поэтому, что она проявлена преимущественно в эффузивных фациях. Но там, где эффузивы оказываются глубоко размытыми вследствие значительных поднятий или более древнего возраста, наряду с туфами и лавами встречаются и интрузивные тела, преимущественно sill и дайки, причем в sill, даже не особенно мощных, часто прекрасно выражена глубокая дифференциация исходной оливин-базальтовой магмы. По-видимому, и многие центральные интрузии, сложенные габбро, щелочными габброидами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, выделенные в особый формационный тип, являются только интрузивной (субвулканической) фацией щелочной оливин-базальтовой формации, но по этому поводу можно высказывать только одни предположения.

Мезо-кайпозойская оливин-базальтовая (трахибазальтовая) формация Прибайкалья [Белов, 1963]. Восточное и Южное Прибайкалье вместе с прилегающими частями Восточного Саяна представляют собой область древней байкальской складчатости, которая начиная с нижнего палеозоя вступила в этап сводового развития, сопровождавшегося длительным и значительным поднятием и соответственным размывом древних толщ. В мезозое началось оседание свода с образованием многочисленных межгорных впадин, выполненных континентальными отложениями молассового типа, угленосными и вулканогенными толщами. Межгорные впадины всегда имеют линейный характер и обычно ограничиваются от прилегающих поднятий разломами. Оседание свода не всегда является здесь однократным процессом. Четко различаются мезозойские и кайнозойские впадины с различной морфологией, составом и возрастом выполняющих их осадочных толщ (рис. 57).

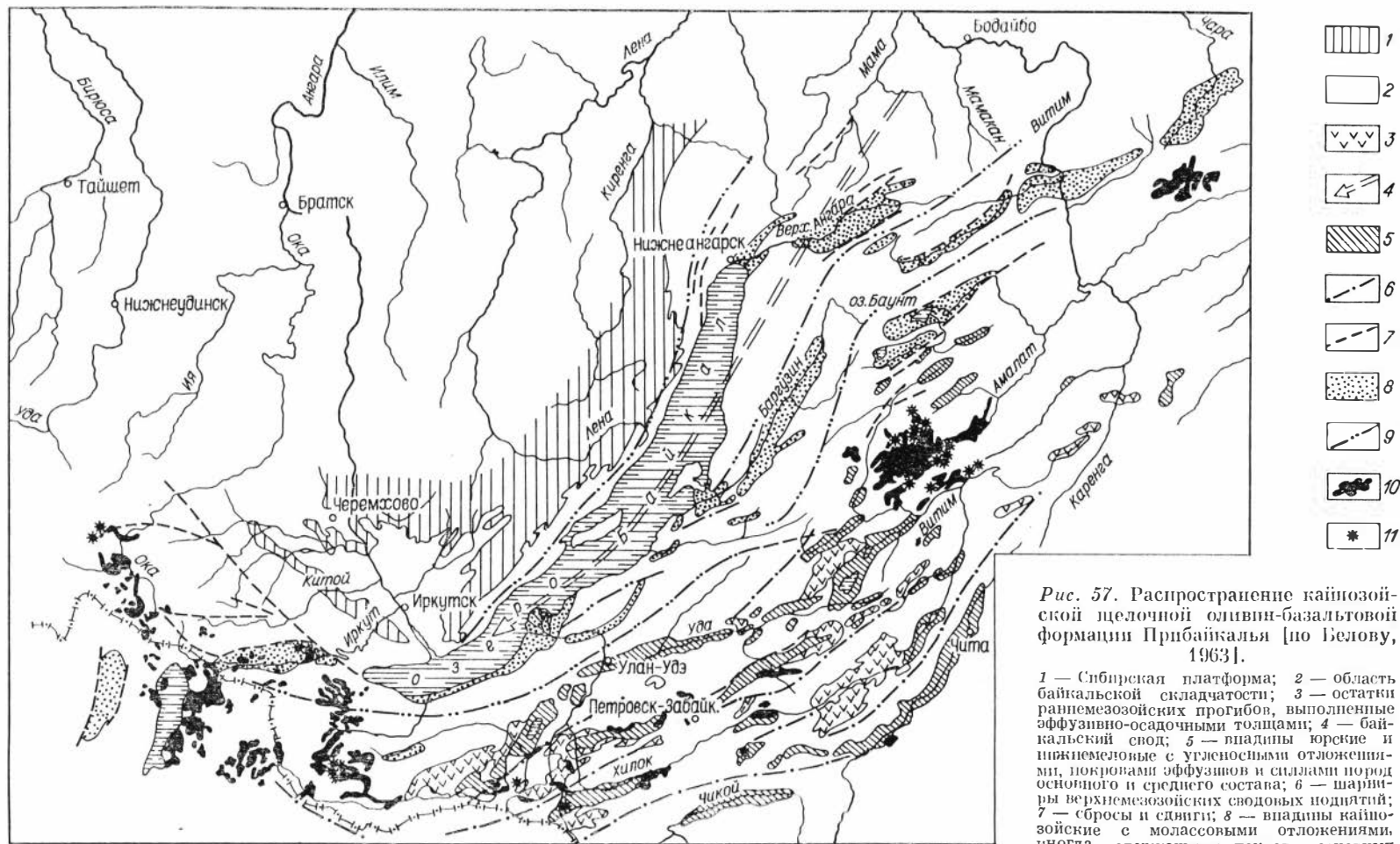


Рис. 57. Распространение кайнозойской щелочной оливин-базальтовой формации Прибайкалья [по Белову, 1963].

1 — Сибирская платформа; 2 — область байкальской складчатости; 3 — остатки раннемезозойских прогибов, выполненные эффузивно-осадочными толщами; 4 — байкальский свод; 5 — впадины юрские и нижнемеловые с угленосными отложениями, покрываемые эффузивом и силлами пород основного и среднего состава; 6 — шарниры верхнемезозойских сводовых поднятий; 7 — сбросы и сдвиги; 8 — впадины кайнозойские с молассовыми отложениями, иногда содержащими покровы основных эффузивов и силлы долеритов; 9 — шарниры кайнозойских сводовых поднятий; 10 — породы оливин-базальтовой формации; 11 — потухшие вулканы.

Образование впадин почти всюду сопровождалось эффузивной деятельностью, причем выделяются по крайней мере три эпохи эффузивного вулканизма. В основании нормального разреза мезозойских впадин часто залегает так называемый «мелафировый» комплекс пород, состоящий главным образом из базальтов и андезито-базальтов, тяготеющих к низам разреза, а также ортофиров и порфиров, залегающих в его верхах. Этот комплекс, принадлежащий к типу андезитовых формаций, имеет, скорее всего, нижнемезозойский возраст — во всяком случае верхнемезозойские молассовые отложения налегают на мелафировый комплекс с явным или скрытым несогласием.

Следующим членом стратиграфического разреза мезозойских впадин является среднеюрская толща, известная в двух фациях — угленосной и осадочно-вулканической. Распространяется она только в Западном Забайкалье и состоит из порфиров и андезитов с прослоями и линзами конгломератов, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Возможно, в генетической связи с этим андезитовым комплексом находятся гипабиссальные интрузии лейкократовых гранитов, щелочных гранитов и граносиенитов, известные в Западном Забайкалье. Выше лежащая гусиноозерская серия обломочных пород верхнеюрского — нижнемелового возраста характеризуется повышенной угленосностью. Местами в верхней ее части уже имеются прослои эффузивов, представленных преимущественно щелочными базальтовыми породами. Среднеюрская и верхнеюрско-нижнемеловая серии прорваны sillами, штоками и дайками долеритов, трахидолеритов, эссекситов, лимбургитов, кринанитов, глемуиритов, бостонитов, пуласкитов и т. д.

Кайнозойские впадины Прибайкалья также выполнены молассовой угленосной толщей неогенового возраста, которая содержит в своем разрезе потоки оливин-базальтовых и андезито-базальтовых лав. Разрез кайнозоя, например в Туинской впадине, заканчивается мощной (до 600 м) толщей четвертичных песков и галечников, перемежающихся с оливин-базальтовыми, трахибазальтовыми и шихлунитовыми покровами лав.

Образование лав и субвулканических интрузий, которые могут быть отнесены к типу щелочной оливин-базальтовой формации, началось в верхнем мезозое и продолжалось в третичном и четвертичном периодах; массовые излияния базальтов Прибайкалья относятся к верхнетретичному времени. Базальты этого возраста покрывали значительные площади в Восточном Саяне, в Хамар-Дабане, Витимском плато, Туинской и Прибайкальской системах впадин, а также в ближайших районах Монголии (см. рис. 57).

Подавляющее большинство третичных лав Прибайкалья представлено оливиновыми базальтами. Породы, уклоняющиеся по составу от главного типа, разнообразны. При этом намечаются как бы две линии развития: 1) оливиновый базальт — андезито-базальт — андезит — дацит — липарит и 2) оливиновый базальт — лимбургитовый базальт — трахибазальт — трахиандезитовый базальт — трахит — комендит.

Третичные базальты содержат в своем составе кроме оливина, плагиоклаза, титанавгита и рудного минерала также значительные количества цеолитов в основной стекловатой массе. В некоторых случаях вокруг плагиоклазов появляются каемки калиевого полевого шпата. В хорошо раскристаллизованных лавах калиевый полевой шпат вместе с цеолитами и палагонитом располагается в интерстициях между плагиоклазами.

Андезито-базальты, андезиты и особенно дациты и липариты являются для Прибайкалья редкими породами — распространение их совершенно ничтожно по сравнению с распространением оливиновых базальтов.

Химический состав (приведенный к 100 %) третичных лав, субвулканических интрузивных пород и четвертичных лав Прибайкалья [по Белову, 1963]

Компонент	Третичные лавы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,6	49,9	59,1	45,7	47,6	51,3	62,9	74,1
TiO ₂	2,2	2,4	2,5	2,4	2,1	2,3	0,9	0,1
Al ₂ O ₃	15,6	18,5	16,5	14,1	16,3	17,9	17,4	12,6
Fe ₂ O ₃	4,9	6,9	1,6	5,7	4,6	7,3	3,9	2,3
FeO	7,8	4,5	5,2	8,5	7,1	2,6	1,2	0,9
MgO	8,6	4,8	2,4	8,9	7,1	3,3	0,9	0,2
CaO	8,8	8,1	6,0	9,4	8,3	6,8	2,1	0,6
MnO	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
Na ₂ O	2,2	2,7	3,0	3,2	4,1	4,5	4,9	2,8
K ₂ O	1,3	1,7	3,6	1,6	2,1	2,8	5,4	6,2
P ₂ O ₅	0,8	0,3	—	0,3	0,5	1,1	0,3	0,1

Продолжение табл. 42

Компонент	Субвулканические интрузивные породы							
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	48,3	44,5	44,7	50,2	49,1	49,8	50,6	59,5
TiO ₂	2,4	2,7	2,8	2,3	2,2	2,1	2,3	1,1
Al ₂ O ₃	16,6	13,9	13,7	18,5	17,5	17,9	18,5	17,9
Fe ₂ O ₃	5,4	5,8	4,8	3,3	7,1	3,6	3,5	3,8
FeO	6,9	7,9	9,7	6,4	4,6	6,3	5,8	2,4
MgO	4,7	11,4	9,7	4,2	4,5	5,3	3,8	1,5
CaO	8,2	10,0	9,2	7,0	8,2	6,4	6,1	2,6
MnO	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Na ₂ O	4,0	1,6	3,1	4,2	3,6	4,8	5,0	5,6
K ₂ O	2,6	1,4	1,3	2,9	2,3	2,8	3,4	5,3
P ₂ O ₅	0,8	0,6	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,2

Окончание табл. 42

Компонент	Субвулканические интрузивные породы		Четвертичные лавы				
	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	67,5	73,7	46,8	49,4	45,1	47,4	46,3
TiO ₂	0,7	0,2	2,4	1,9	2,5	2,4	1,4
Al ₂ O ₃	16,4	14,6	16,3	18,8	14,5	16,5	21,0
Fe ₂ O ₃	1,8	0,9	6,8	8,0	5,9	4,3	6,6
FeO	1,3	0,8	5,9	3,4	8,1	7,5	3,5
MgO	0,4	0,4	8,9	5,4	8,8	6,6	4,0
CaO	0,3	1,1	9,5	8,8	9,2	7,9	8,6
MnO	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1
Na ₂ O	5,6	3,3	1,7	2,1	3,7	4,4	3,7
K ₂ O	5,8	4,7	0,9	1,6	1,5	2,3	4,2
P ₂ O ₅	0,1	0,2	0,6	0,5	0,5	0,6	0,6

Примечание. 1 — оливиновые базальты, по 40 анализам; 2 — андезито-базальты, по 7 анализам; 3 — андезиты, по 3 анализам; 4 — лимбургитовые базанитоиды, по 11 анализам; 5 — базальтовые трахибазальты, по 11 анализам; 6 — трахиандезитовые базальты, по 18 анализам; 7 — трахиты, по 6 анализам; 8 — туфы комендитов, по 5 анализам; 9 — оливиновые трахидолериты, по 6 анализам; 10 — авгититы, по 3 анализам; 11 — лимбургиты, по 5 анализам; 12 — трахиандезитовые долериты, по 8 анализам; 13 — эссекситы, по 11 анализам; 14 — кринаниты, по 8 анализам; 15 — гленмуириты, по 10 анализам; 16 — пуласкиты, по 5 анализам; 17 — бостониты, по 9 анализам; 18 — стекла вулканические, по 23 анализам; 19 — оливиновые базальты, по 7 анализам; 20 — андезито-базальты, по 3 анализам; 21 — лимбургитовые базанитоиды, по 12 анализам; 22 — базальтовые трахибазальты, по 19 анализам; 23 — трахиандезитовые базальты, по 4 анализам.

И. В. Белов полагает, что андезито-базальты составляют до 15—20 % от количества оливиновых базальтов, в то время как андезиты и более кислые породы — не более 1—3 %.

Щелочные лавы не пользуются широким распространением; они также тесно ассоциируют с оливиновыми базальтами, нередко переслаиваясь с последними в одном разрезе. Наиболее распространены среди них лимбургитовые базаниты, а также трахибазальты и трахиандезитовые базальты (шошониты). Трахитовые лавы очень редки, а комендиты встречаются только в составе пирокластического материала.

В забайкальских мезозойских впадинах отмечается большое количество лакколитов, даек, штоков и силлов, сложенных авгититами, лимбургитами, оливиновыми трахидолеритами, трахиандезитовыми долеритами, эссекситами, кринанитами, гленмуиритами, пуласкитами, бостонитами и вулканическими стеклами комендитового состава. Эти породы прорывают отложения верхней юры и нижнего мела и, вероятно, являются несколько более древними по сравнению с верхнетретичными оливин-базальтовыми лавами, хотя особенности химико-минералогического состава и заставляют объединять их с последними в единый щелочной оливин-базальтовый комплекс.

Среди этих субвулканических пород наиболее распространены оливиновые долериты, являющиеся полными химическими эквивалентами эффузивных оливиновых базальтов. Значительно менее распространены, но очень разнообразны по составу перечисленные выше щелочные и субщелочные породы.

Четвертичные базальты широко развиты в базальтовых полях Витимского плато и Восточной Тувы, в Прибайкалье же они редки. Последние извержения в Прибайкалье имели место сравнительно недавно во многих местах хорошо сохранились даже вулканические туфовые и шлаковые конусы. Масштаб четвертичных излияний никак не сравним с неогеновым вулканизмом, и постепенное угасание последнего чувствуется совершенно явно.

Петрографический состав четвертичных лав в общем повторяет особенности состава лав неогенового возраста. Здесь также решительно преобладают оливиновые базальты, наряду с которыми встречаются, с одной стороны, андезит-базальты, а с другой — лавы со значительно повышенной щелочностью: лимбургитовые базаниты, трахибазальты, трахиандезиты, комендиты. Серия лимбургитовых и трахибазальтовых пород приближается к шихлунитовой серии Уюнь-Холдонги (Северо-Восточный Китай), отличаясь от нее меньшим содержанием калия и большей ролью натрия, с чем связывается отсутствие в прибайкальских породах лейцита, вместо которого здесь развивается в значительном количестве натриевый салидин. Четвертичные лавы Прибайкалья в общем обладают более высокой щелочностью по сравнению с неогеновыми лавами и комплексом субвулканических интрузий.

Особенности химизма прибайкальского щелочного оливин-базальтового комплекса можно видеть в табл. 42, где приведены средние составы главных типов пород, а также на диаграмме рис. 58.

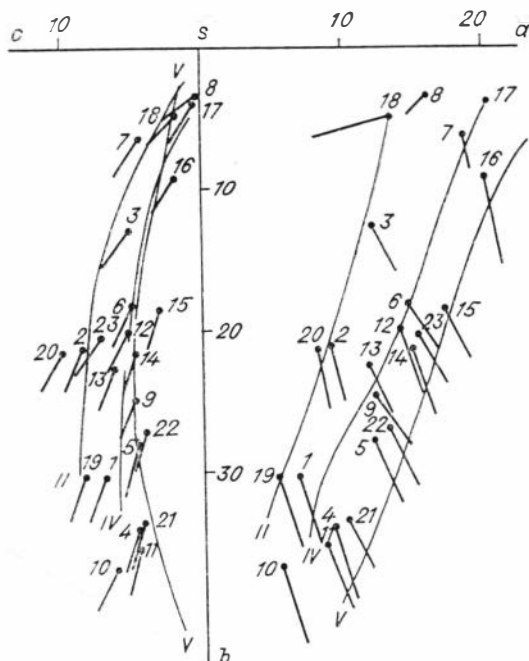


Рис. 58. Диаграмма химических составов третичных лав, субвулканических интрузивных пород и четвертичных лав Прибайкалья.

Щелочная оливин-базальтовая формация Монголии и Китая. Третичные и частично четвертичные лавы значительно распространены в Монголии и Китае. Трахибазальтовые лавы этого возраста описаны в Монгольском Алтае и частях Монголии, прилегающих с юга к Прибайкалью. В Китае базальтовые вулканические покровы, потоки и конусы широко распространены в Восточной Манчжурии, в пределах Внутренней Монголии, в Куэнь-Луне и т. д. Состав лав несколько меняется, причем

встречаются как оливиновые базальты и трахибазальты, так и андезитобазальты, андезиты и даже дациты. Среди субщелочной серии лав выделяются лимбургитовые базанитоиды, трахиандезитовые базальты, трахиты, комендиты и липариты. В отличие от Прибайкалья в Монголии и Китае более широко представлена серия собственно щелочных лав. Среди последних отмечаются оливиновые лейцититы, лимбургиты и нефелиновые базаниты, манчжуриты и разнообразные шихлунитовые лавы Мергея [Заварицкий, 1939] и Куэнь-Луя [Гапеева, 1955].

Общим для субщелочных базальтовых лав является присутствие сравнительно кислого плагиоклаза (от № 55 до № 30), анортоклаза, натрового санидина, калиевого андезина, титан-авгита, эгириин-авгита вместе с натровыми цеолитами и бурой слюдой. В щелочной серии лав, кроме того, появляются лейцит, псевдолейцит, нефелин и, редко, керсутит.

Подводя итоги исследованию кайнозойских базальтовых лав Прибайкалья и некоторых лавовых полей Восточной и Центральной Азии, И. В. Белов [1963] подчеркивает, что в их составе выделяются три серии пород.

1. Щелочно-известковая серия оливинового базальта (плато-базальта), представленная оливиновыми и пироксеновыми базальтами и андезито-базальтами и в небольшом количестве андезитами, дацитами и липаритами. В основных членах этой серии повсеместно присутствуют оливин, основные плагиоклазы, титан-авгит; в кислых членах появляются биотит, щелочной полевой шпат и кварц. К этой же серии известково-щелочных лав по химическому составу относятся породы субвулканической фации — оливиновые, пироксеновые и плагиоклазовые долериты.

2. Щелочно-известковая (субщелочная) серия лимбургитовых базанитоидов — комендитов является распространенным типом лав, переслаивающихся в отдельных выходах с оливиновыми базальтами и андезито-базальтами. В эту серию входят лимбургитовые базанитоиды, «базальтовые трахибазальты», «трахиандезитовые базальты» и редкие

трахиты и комендиты. В этой же серии отмечаются разнообразные типы пород субвулканической фации — авгититы, лимбургиты, пикриты, оливиновые трахидолериты и уссуриты, эссекситы и эссекситовые долериты, кринаниты, трахибазальтовые долериты, гленмуириты, пуласкиты, бостониты, вулканические стекла комендитового состава. В основных породах присутствуют оливин, основные плагиоклазы, титан-авгит, натровый санидин, анальцим и щелочное стекло. В более кислых породах наряду с оливином и титан-авгитом появляются биотит, щелочные пироксены и баркевикит, увеличивается количество щелочного шпата, плагиоклаз становится более кислым.

3. Щелочная серия лимбургитов, оливиновых лейцитов, меланократовых и лейкократовых шихлунитов является мало распространенной. Она находится в тесной ассоциации с щелочно-известковой субщелочной серией. Лавы той и другой серии нередко переслаиваются друг с другом. В эту серию лав входят оливиновые лейцититы, лимбургиты, базаниты, шихлуниты, манчжуриты. В лавах щелочной серии повсеместно присутствуют оливин, основные плагиоклазы, титанистый авгит, щелочной полевой шпат, нефелин, лейцит и щелочное стекло.

Щелочно-базальтовый вулканизм в третичном и четвертичном периодах широко проявился не только в восточной части Азиатского материка, но и в Западной Европе, Северной и Восточной Африке и Аравии.

Вулканическая область Центрального плато Франции (Овернь) может быть примером магматического комплекса со слабо повышенной щелочностью. Здесь вулканические явления начались в миоцене, продолжались в плиоцене и большую часть четвертичного времени, они и создали орографию современного Центрального французского массива, воздвигнув здесь вулканы Канталь, Мон-Дор, цепь Пюи и т. д.

Цепь угасших вулканов Пюи протягивается на 90 км. Некоторые из конусов состоят только из базальтов или трахиандезитовых шлаков, другие в нижней части состоят из трахитовой пемзы и шлаков, на которых располагаются более молодые трахиандезитовые и даже базальтовые шлаки. Вязкие трахитовые лавы местами образовали экструзивные купола (Пюи де Дом, Саракуи). Очаг, питавший вулканы, залегал довольно глубоко и имел вытянутую форму. По трещинам изливалась сначала базальтовая лава. После этих извержений канал закупорился, дифференциация магмы привела к образованию в верхней части легкой, богатой газами трахитовой магмы. Поэтому при новых извержениях вместо базальтовых лав из вулканов выбрасывались трахитовые и трахиандезитовые шлаки, а иногда появлялись опять базальтовые лавы. В других случаях при более зашедшей дифференциации на поверхность экструдировала вязкая трахитовая лава, которая нагромождалась в виде купола и окончательно закупоривала канал. Последовательность базальт — (перерыв) — трахит — трахиандезит — базальт очень часто встречается в различных Пюи [Заварицкий, 1950, с. 282—284].

Канталь представляет собой очень крупный вулкан с диаметром 60—80 км. Первыми извержениями Канталя были базальты. За ними следовали экструзии фonoлитов и трахитов. Начиная с плиоцена извержения сосредоточивались в центре массива, где постепенно вырос огромный вулкан, главная масса которого состоит из андезитовых брекчий; среди последних залегают потоки андезитов и базальтов и прослой туфов. Вулканическая деятельность закончилась излияниями потоков базальтов [Заварицкий, 1950, с. 284].

В Средней Европе на внешней стороне альпийской складчатой системы, т. е. в пределах области завершенной складчатости, новейшая вул-

каническая деятельность проявилась в ряде мест. Отчетливо выделяется **Северо-Рейнская вулканическая дуга**, протягивающаяся на 360 км. Изверженные породы этого района обладают уже более ясно выраженной щелочностью, хотя наряду с щелочными типами встречаются и нормальные базальтовые породы.

Например, в районе Зибенгебирге вулканическая деятельность началась с верхнего олигоцена и дала трахиты, трахиандезиты, трахибазальты и щелочные базальты. В области Лаахерского озера насчитывается до 30 вулканических конусов, образовавшихся в ледниковое время. В их составе известны позеоновый феолит, лейцитовый феолит, лейцитовые и нефелиновые базаниты, базальты, тефриты и трахиты. Вулкан Фогельсберга дал феолиты, базальты, траппы, базаниты и кислые базальты.

Чешско-Силезская вулканическая дуга длиной более 500 км протягивается от Сосновых гор (Фихтельгебирге) до Верхней Силезии и Восточных Судет. Особенно большим разнообразием отличаются Чешские Средние горы, где встречаются представители всего ряда трахит — феолит — тефрит — базальт и соответствующие глубинные породы. Здесь магматическая деятельность началась в верхнем олигоцене с образования покровов и потоков базальтов. К этой же эпохе относятся феолиты, встречающиеся преимущественно в виде лакколитов. Позже образовались большие массы тефритовых пород, а также соответствующие им интрузии с их жильными свитами. Третья эпоха, вероятно захватывающая уже миоцен, отличается извержениями преимущественно трахитов и феолитов, а также образованием жил тингуайта, тингуайтового порфира и нефелинового порфира. Из всего этого разнообразия пород преобладающим типом является полевошпатовый базальт, затем идут менее распространенные тефрит, феолиты и трахиты [Заварицкий, 1950, с. 294—297].

К зоне Великих Африканских разломов почти на всем ее протяжении (свыше 4000 км) приурочен молодой — третичный и четвертичный — базальтовый вулканизм. Особенно мощными являются излияния базальтов в пределах Абиссинского нагорья, которое покрыто мощным и непрерывным чехлом базальтов. Из-под базальтов лишь кое-где обнажаются обширные поля докембрийских кристаллических пород. С базальтами здесь ассоциируют и более кислые породы с повышенной щелочностью — трахиандезиты, тингуайты, сельсбергиты и т. д.

По другую сторону Красного моря, на юго-западном берегу Аравийского полуострова, широко распространены покровы базальтов, пантеллеритов, трахитов, комендитов.

Очень интересной является центральная часть зоны Великих Африканских разломов с вулканами Кения и Килиманджаро и известным районом Буфумбира в Уганде, где развиты уже щелочно-ультраосновные породы (рис. 59).

В пределах всего поля Восточного рифта широко развиты щелочные оливиновые базальты и трахибазальты, встречающиеся вместе с нефелиновыми и меллитовыми базальтами, трахитами, феолитами, щелочными риолитами.

Формирование вулкана Кении началось излиянием феолита, а затем кенита — лавы, близкой феолитовому трахиту и содержащей выделения анортотклаза, оливина и диопсида в стекловатой основной массе с микролитами анортотклаза и пироксена. Последними изливались базальты. После длинного периода покоя и денудации возобновление вулканической деятельности к югу от Кении проявилось в извержениях риолитов и трахитов, а после нового периода покоя сначала изливались базальты и базаниты, потом феолитовые трахиты и, наконец, риолиты.

Рис. 59. Расположение вулканической провинции Буфумбира по отношению к другим вулканическим полям и к Восточно-Африканскому рифту.

1 — поле Байрунга, 2 — Торо-Анколе, 3 — поле Южного Киву [по Тернеру, Герхугену, 1961.]



Позднее происходили большие извержения доплейстоценовых нефелиновых комендитов и кенитов, иногда базальтов. После расширения Великого грабена вследствие нового его оседания на дне этой депрессии образовались трахитовые и базальтовые вулканические горы, причем извержения продолжались до современной эпохи. В цент-

ральной части этого глубоко размытого вулкана залегает нефелиновый сиенит, образованный крупными кристаллами анортклаза, в котором включены идиоморфные зерна нефелина, железистого оливина и зеленатоватого пироксена и иногда зерна катафорита и энigmatита.

В Килиманджаро кениты предшествовали нефелинитам и базанитам. Другие породы этого вулкана представлены оливиновыми и полевошпатовыми базальтами. Известны также анкаратриты и авгититы [Заварицкий, 1950, с. 306—308].

Пластовые интрузии щелочно-базальтовой магмы в случае достаточно больших размеров часто оказываются сильно дифференцированными. Примером таких дифференцированных пластовых интрузий может служить широко известный **тешенито-пикритовый силл Лугар в Шотландии**. В шотландской провинции оливиновых базальтов каменноугольного возраста поверхностные извержения оливиновых базальтов, мудиеритов, трахиандезитов, фонолитов и риолитов сопровождалась образованием пластовых дифференцированных интрузий в основном тешенитового состава с обособлением в донной части пикродолеритов и пикритов. Силл Лугар, имеющий мощность около 50 м, сложен наиболее щелочными значительно дифференцированными породами. В вертикальном разрезе по скважине выделяются:

1) краевая мелкозернистая зона тешенитов, состоящих из плагиоклаза, титан-авгита, сравнительно обильного биотита, оливина и анальцима, небольшого количества нефелина; мощность около 0,6 м;

2) тешениты, в которых андезит и лабрадор составляют около трети породы, остальные — анальцим, щелочной полевой шпат, нефелин, оливин, биотит, рудный минерал; мощность около 3 м;

3) оливиновые тералиты, состоящие из андезина (20 %), нефелина (15 %), авгита (35 %), оливина (5 %), баркевикита (5 %), незначительного количества железорудного минерала и апатита и в некоторых случаях — анальцима; мощность 8,5 м;

4) меланократовые оливиновые тералиты, более богатые баркевикитом и более бедные оливином, чем нормальные тералиты; количество анальцима в них возрастает за счет нефелина; мощность 6,1 м;

5) оливиновые тералиты нормальные с обильным оливином, переходящие вниз по разрезу в пикрит-тералиты; мощность 3,6 м;

6) амфиболовые пикриты, состоящие из титан-авгита, баркевикита с примесью лабрадора и анальцита; мощность 10 м;

7) амфибол-авгитовые перидотиты, в которых преобладает оливин; мощность 9,4 м;

8) пикротешениты, в которых очень много авгита, есть лабрадор, оливин, цеолиты, нефелин, в подчиненных количествах — биотит и баркевикит. Местами пикротешениты переходят в тешенитовые пироксениты; мощность 6,4 м;

9) тешениты, переходящие к основанию в мелкозернистые карбонатсодержащие выщелоченные разности; мощность 3,4 м.

Концентрация оливина и пироксена в нижней половине силла (пикритовые и перидотитовые слои) определенно говорит о гравитационном осаждении кристаллов оливина и пироксена с компенсирующим перемещением вверх щелочных водосодержащих продуктов, из которых впоследствии кристаллизировались нефелин, анальцит и щелочной полевой шпат. И все же строение силла слишком сложно, чтобы допустить такое простое толкование. Поэтому Г. Тиррелом была предложена другая гипотеза, предполагающая гравитационную дифференциацию и многократные инъекции. Родоначальная магма, вероятнее всего, была эквивалентна по составу или щелочным оливиновым базальтам, или трахибазальтам. Дифференциация ее, с одной стороны, дала ультраосновные породы (пикриты и перидотиты), а с другой — основные, по сравнительно щелочные фракции, более или менее эквивалентные нефелиновым базанитам. Все это можно сопоставить с вулканическими лавами ассоциации оливиновый базальт — фонолит различных областей. Отмечено, что пикриты силла Лугар, обычно рассматривавшиеся как аналоги вулканических анкармитов и океанитов, отчетливо богаче щелочами по сравнению с последними. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген полагают, что первично повышенная щелочность базальтовой магмы и обогащение ее водой являются условиями, чрезвычайно способствующими глубокой дифференциации магмы. При этом роль воды, вероятно, не ограничивается уменьшением вязкости магмы и тем, что в ее присутствии осуществляется перенос щелочей из одной части камеры в другую и т. д. Вполне возможно, что наиболее важная роль воды — снижение температур кристаллизации до диапазона, при котором происходит кристаллизация «щелочных» минеральных ассоциаций вместо «нормальных», которые могли бы кристаллизоваться при более высоких температурах из расплава, более бедного водой. Возможное развитие пар нефелин — пироксен и плагиоклаз — оливин может контролироваться содержанием воды в расплаве [Тернер, Ферхуген, 1961, с. 163—166].

ЩЕЛОЧНАЯ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ОКЕАНОЗ

Ассоциация магматических пород, распространенная на всех вулканических островах Атлантического, Индийского и Тихого океанов (внутри «англезитовой линии»), настолько близка к составу щелочной оливин-базальтовой формации материков, что их можно было бы объединить в один формационный тип. Тем не менее различия между ними при более внимательном сопоставлении все же обнаруживаются, а тектоническая позиция материковой и океанической ассоциаций представляется уже существенно отличной. Поэтому выделение ассоциации океанических вулканических пород в самостоятельный формационный тип вполне оправданно.

Преобладающими лавами громадного большинства океанических островных вулканов являются щелочные оливковые базальты; с ними ассоциируют базальты, обогащенные оливином и авгитом (оксаниты, анкарамиты) и их интрузивные эквиваленты (пикриты). Кроме этих пород, но уже в резко подчиненном количестве наблюдаются лавы трахибазальтового и трахиандезитового состава, а также своеобразные андезиновые и олигоклазовые базальты (муджнериты). В очень небольшом количестве, но почти всегда в ассоциации с оливковыми базальтами появляются и собственно щелочные породы, представленные весьма разнообразными по составу щелочными базальтами и фонолитами, а также очень характерный компонент ассоциации — трахит. Трахиты и щелочные породы всегда являются самыми молодыми образованиями и обычно представляют собой продукты паразитических шлаковых конусов на поверхности вулканов.

Особенности минералогии этих пород в основном следующие. Состав оливина меняется от высокомагнезильного в базальтах до разностей, значительно обогащенных железом, в фонолитах и трахитах. Пироксен в базальтах представлен диопсидовым титан-авгитом; в трахитах и фонолитах — эгирин-авгитом и эгирином. Бурая роговая обманка обычно присутствует в трахибазальтах. Типичными фельдипатоидами в щелочных дифференциатах являются нефелин и анальцит. Таким образом, между щелочными оливин-базальтовыми формациями континентов и океанических впадин имеется очень много общего и в петрографическом их составе, и в особенностях минералогии наиболее распространенных типов пород. Вместе с тем эти два типа формаций отличаются друг от друга не только различной их тектонической позицией; эти отличия прежде всего определяются несколько большей ролью калия в континентальной щелочной оливин-базальтовой формации по сравнению с океанической. Мы видели на примере оливин-базальтовой формации Прибайкалья, что даже в оливковых базальтах этой области обыкновенным является присутствие калиевого полевого шпата в виде оторочек вокруг плагиоклаза. В некоторых случаях обогащение калием приводит к появлению лейцитита, минерала крайне редкого для океанических вулканических ассоциаций. Для последних же, наоборот, типичны андезитовые и олигоклазовые базальты (муджнериты), являющиеся редкостью в составе континентальной оливин-базальтовой формации. Кроме того, континентальная оливин-базальтовая формация в целом характеризуется более высокой дифференцированностью, выражающейся в более широком распространении крайних продуктов дифференциации в виде фонолитов, трахитов и щелочных липаритов. Это, возможно, связано с большим содержанием воды и других летучих компонентов в исходной оливин-базальтовой магме континентов по сравнению с базальтовой магмой океанических блоков. Различная роль воды в том и другом случае, между прочим, отчетливо подтверждается и тем, что анальцит и цеолиты — обычные минералы пород континентальной оливин-базальтовой формации — в составе океанической оливин-базальтовой ассоциации обычно не упоминаются.

В большинстве случаев вулканические сооружения, сложенные указанным комплексом лав, представляют собой щитовые, реже стратовулканы, поднимающиеся из глубин океана на высоту нескольких километров; часть этих сооружений, видимо незначительная, выступает в настоящее время из-под уровня моря в виде островов, большая же часть (по площади и объему) остается скрытой под водой. Мы почти ничего не знаем относительно природы основания, на которое насажены эти островные вулканы и только по составу ксенолитов, принесенных лавой с больших глубин,

можем судить о том, что в пределах внутренних частей океанов (исключая зоны Среднеатлантического свода) осадочно-гранитовая оболочка практически отсутствует. Вместе с тем обычное линейное (точнее, дуговое) расположение вулканов свидетельствует о том, что основание дна океанов достаточно жесткое и в нем могут образовываться расколы, проникающие на большую глубину, причем субстрат, за счет которого возникают базальтовые магмы, повсюду более или менее однороден.

В том случае, если вулканический конус оказывается значительно размытым, внутри него почти всегда обнаруживаются интрузивные тела в виде штоков и даек, сложенные породами интрузивного облика, по являющиеся полными химическими эквивалентами соответствующих лав. Обычны габбро, тералиты, эссекситы, монцониты, сиениты и нефелиновые сиениты.

Само собой разумеется, что петрографический состав отдельных конкретных магматических комплексов несколько меняется, хотя общие черты их химизма, минералогии и петрографии выдерживаются с удивительным постоянством. Это — уже отмеченное повышенное содержание натрия и пониженная кремнеземистость исходных базальтовых магм, особенно резко выраженные в характерном трахит-фонолитовом направлении дифференциации с накоплением в остаточных продуктах натрия. В связи с этой особенностью химизма находятся и некоторые особенности минералогии данной формации, выражающиеся в практическом отсутствии ромбических пироксенов и пикронитов (энстатит-авгитов), в аномально кислом составе плагиоклазов (андезиновые и олигоклазовые базальты), анортоклазовом характере щелочных полевых шпатов и в появлении в крайних продуктах дифференциации только натровых фельдшпатоидов.

Гавайские острова [Тернер, Ферхуген, 1961]. Восемь главных Гавайских островов образуют дугу около 480 км длиной, протягивающуюся от $155\frac{1}{2}^{\circ}$ з. д. и $19\frac{1}{2}^{\circ}$ с. ш. до 160° з. д. и 22° с. ш. Они представляют собой выступающие вершины огромных, главным образом подводных, щитовых вулканов с общей обнаженной площадью свыше 15 тыс. км². Самый большой остров, собственно Гавайи, сложен пятью вулканами, два из которых действующие.

Преобладающие породы о. Гавайи — оливковые базальты. Местами вместе с ними в последние стадии вулканизма образовались муджкьериты, нефелиновые и меллитовые базальты и трахиты. До недавнего времени ассоциация в целом относилась к типу щелочных оливковых базальтов, которая характерна для других океанических островов. Однако К. Тилли и Г. Пауэрсом доказано, что главное вулканическое сооружение было образовано толеитовыми лавами и их пикрит-базальтовыми дифференциатами. На различных островах проявлены следующие стадии вулканического процесса.

1. Обильные излияния очень жидких толеитовых базальтов, образующие цепь громадных щитовых вулканов, вершины которых поднимаются из под уровня моря. Примером этой стадии активности могут служить вулканы Килауэа и Мауна-Лоа. К ней относятся также древнейшие породы Оаху. Главные породы этой стадии, в убывающем количестве, следующие: оливковые базальты, базальты с небольшим количеством оливина или без него, пикритовые базальты и гиперстеновые базальты. Оливин в породах магнезиальный; пироксен вкрапленников — диопсид-авгит, пироксен основной массы — пикронит или субкальциевый авгит; плагиоклаз — лабрадор. Химически все породы характеризуются относительно высоким содержанием кремнезема (слегка пересыщены) и окиси кальция, а также низким содержанием щелочей (табл. 43, анализы 1—4). Боль-

Химический состав гавайских лав [по Тернеру, Ферхугену, 1961]

Компонент	Толентовый тип				Щелочные базальты и родственные им лавы					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,45	50,97	50,42	45,97	42,30	47,98	51,99	62,19	36,75	42,86
TiO ₂	2,33	2,14	2,97	1,75	2,41	3,53	3,02	0,37	2,41	2,94
Al ₂ O ₃	14,94	13,72	11,62	5,98	10,52	15,32	16,30	17,43	11,98	11,46
Fe ₂ O ₃	3,38	2,39	2,71	5,86	4,22	2,49	2,75	1,65	6,05	3,34
FeO	7,55	7,61	9,07	7,39	9,70	8,86	7,44	2,64	7,45	9,03
MnO	0,08	0,11	0,10	0,11	0,06	0,12	0,11	0,32	0,08	0,13
MgO	7,67	10,18	10,11	23,55	14,90	6,16	3,19	0,40	12,08	13,61
CaO	9,17	8,51	9,74	6,47	12,08	10,28	6,67	0,86	13,81	11,24
Na ₂ O	2,84	2,56	2,09	1,50	1,56	3,56	5,64	8,28	4,75	3,02
K ₂ O	0,35	0,61	0,39	0,42	0,42	1,08	2,13	5,03	0,91	0,93
H ₂ O ⁻	0,23	0,08	—	0,04	0,45	0,25	0,07	0,14	0,36	0,12
H ₂ O ⁺	0,73	0,61	—	0,64	0,87	0,62	0,29	0,39	1,61	0,44
P ₂ O ₅	0,27	0,28	0,27	0,21	0,33	0,22	1,25	0,14	1,41	0,52
Cr ₂ O ₃	0,05	0,07	—	—	0,11	—	—	—	0,03	0,04
BaO	—	—	—	—	—	0,06	—	0,03	0,13	0,04
С у м м а...	100,04	99,84	99,49	99,89	99,93	100,53	100,85	99,87	99,81	99,72

Примечание. 1 — базальт, по 10 анализам, серия Коолау, Оаху; 2 — гиперстеновый базальт с вкраплениями оливина, гиперстена и лабрадора, серия Коолау; 3 — лава, по 24 анализам, Мауна-Лоа, Гавайи; 4 — пикритовые базальты, Мауна-Лоа, Гавайи; 5 — пикритовый базальт, Халеакала, Гавайи; 6 — оливиновый базальт, серия Полулу, Кохала, Гавайи; 7 — муджирит («олигоклазовый андезит»), серия Хави, Кохала, Гавайи; 8 — трахит, Хуалалаи, Гавайи; 9 — нефелин-мелилитовый базальт, серия Гонолулу, Оаху; 10 — нефелиновый базанит, серия Гонолулу, Оаху.

шинство анализов, несмотря на присутствие в породах большого количества оливина, дает при подсчете нормативные кварц и гиперстен. В лавах присутствуют ксенолиты габброидных пород, но нет ксенолитов перидотитов, характерных для лав третьей стадии.

2. Стадия убывающей активности характеризуется образованием кальдер проседания и формированием пепловых конусов. Примером этой стадии в настоящее время могут служить Мауна-Кеа и Халеакала. Породы относятся к группе щелочных оливиновых базальтов. Это — оливиновые базальты, пикритовые базальты, богатые оливином и авгитом, муджириты (олигоклазовые андезиты) и некоторые трахиты. Характерны относительно высокая щелочность и низкое содержание кремнезема, поэтому при пересчетах анализов получается значительное количество нормативного оливина и нефелина (характерные анализы 5—8 в табл. 43). В породах содержится много кальция, что выражается большим содержанием авгита. В некоторых базальтах описываемой серии встречены ксенолиты перидотитов и габбро.

3. Поздняя стадия возобновления вулканической активности происходила на некоторых островах после длительного периода эрозии. Лавами этой стадии образованы серии Гонолулу, Оаху, Колоа, Кауаи. Они содержат пикритовые базальты, оливиновые базальты, нефелиновые базаниты и нефелин-мелилитовые базальты. Анализы типичных лав (9 и 10) этой серии приведены в табл. 43. В некоторых покровах часты включения ультраосновных глубинных пород, среди которых обычны дуниты и гардбургиты. Встречаются также ксенолиты эклогитов.

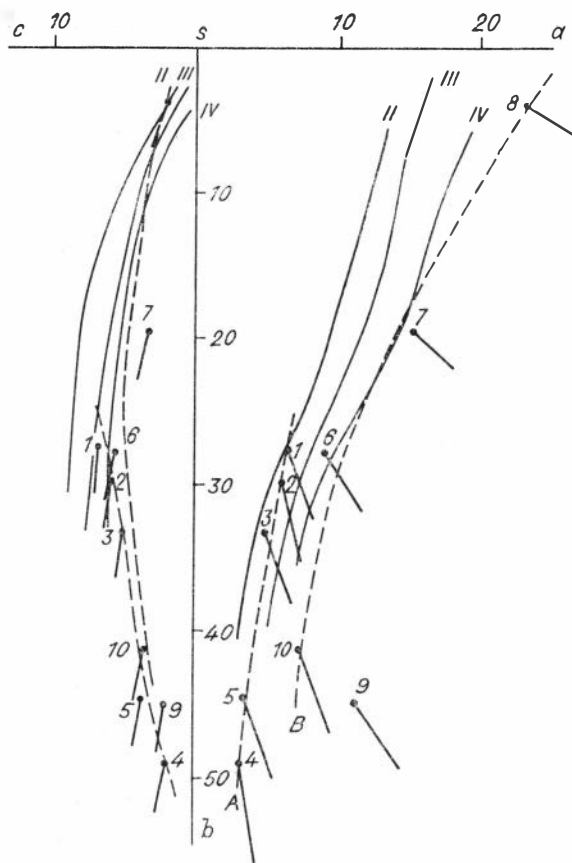


Рис. 60. Диаграмма химических составов Гавайских лав толеитовой (А) и оливин-базальтовой (В) рядов.

На рис. 60 хорошо подчеркивается натровый состав гавайских лав и наличие двух серий — толеитовой и щелочно-базальтовой. На рис. 61 можно вместе с тем видеть принципиальное отличие в направлении дифференциации гавайских базальтовых магм и базальтовых магм трапповых комплексов, выражающееся в накоплении в остаточных расплавах щелочей, но не железа.

Таким образом, толеитовая магма была преобладающей на Гавайских островах. Она весьма однообразна по составу. Ее излияния предшествовали во времени излиянию щелочных оливинных базальтов. Количества излившейся толеитовой магмы огромны, поскольку именно ею образованы продукты первой фазы вулканизма — щитовые вулканы. Поэтому

естественным было бы предположение о первичности толеитовой магмы и вторичности оливин-базальтовой для этой провинции. Однако Ф. Тернер и Дж. Ферхуген в результате обсуждения этой проблемы склоняются к мысли о том, что в процессе единого эруптивного цикла, имевшего место на Гавайских островах, менялась природа самой первичной магмы, и присоединяются к предположениям Х. Куно, который считает, что эти две магмы произошли из двух различных исходных материалов, расплавившихся в различных условиях и на различных уровнях.

Таити [Заварицкий, 1950; Тернер, Ферхуген, 1961] представляет собой самый большой остров из группы Товарищества, образующей дугу около 500 км длиной. Он состоит из двух сильно размытых вулканов, высота самого высокого из которых превышает 2000 м.

Преобладающими породами являются «базанитоиды» — натровые основные лавы, химически эквивалентные базанитам, но содержащие мало фельдшпатоидов. Обычно эти породы содержат много порфировых выделений магнезиального оливина и авгита и мало выделений полевых шпатов. Некоторые стекловатые (лимбургитовые) породы почти лишены порфировых выделений полевого шпата. Обычны для Таити апкарамиты и океаниты, очень богатые авгитом и оливином. Менее распространенными компонентами конусов Таити являются фонолиты, фонолитовые трахиты, фельдшпатоидные трахиандезиты (таититы) и слюдяные трахибазальты. В этих породах полевые шпаты представлены анортоклазом и натровым плагиоклазом; фельдшпатоиды (когда присутствуют) всегда натровые

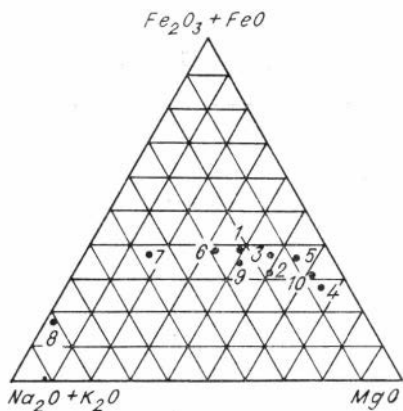


Рис. 61. Направление дифференциации в гавайских лавах.

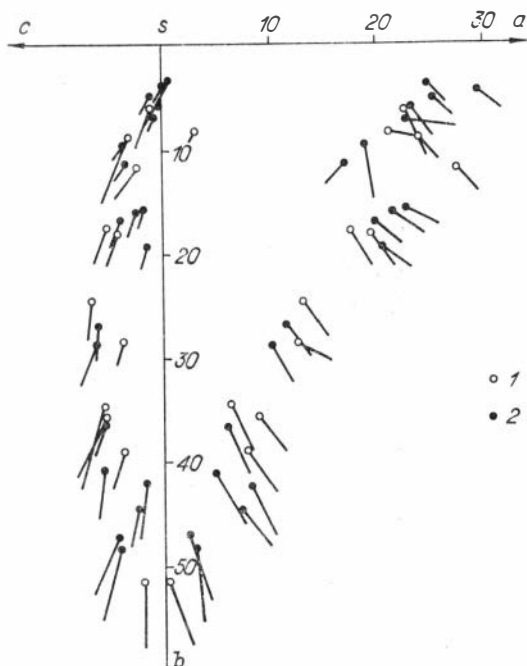


Рис. 62. Диаграмма химических составов изверженных пород острова Таити [по Заварицкому, 1950].
1—2 — породы: 1 — интрузивные, 2 — вулканические.

(нефелин, гаюин, анальцит); обычен эгирин-авгит; роговая обманка и биотит редки; ни лейцит, ни мелилит не описаны.

Глубокие долины обнажили зернисто-кристаллические породы вулканического очага, затвердевшие на глубине 1,7—2,4 км и ниже вершины полностью сформированного вулкана. Это — разнообразные породы. Среди них встречены нефелиновые спениты, нефелиновые монцониты, люскладиты (нефелиновые породы с оливином и биотитом, но без авгита), эссекситы, верлиты, тингуаиты, тералиты и микрогаббро, мончикиты и камптониты. Все эти породы химически близки или тождественны соответственным типам лав, что хорошо иллюстрируется рис. 62, на котором видно, что интрузивные и эффузивные породы Таити образуют единый и непрерывный ряд дифференциатов. Основные типы интрузивных пород Таити характеризуются различными сочетаниями лабрадора, баркевикита, титан-авгита и оливина, обычно сопровождающихся небольшим количеством нефелина, ортоклаза или анальцита. В нефелиновых спенитах и монцонитах преобладают ортоклаз, нефелин, плагиоклаз и авгит.

На табл. 44 приведен химический состав типичных лав Таити.

Породы Таити существенно отличаются от лав Гавайских островов полным отсутствием толеитовых базальтов и большим распространением щелочных базальтоидных пород. Это может объясняться тем, что базальтовое основание вулкана Таити целиком скрыто под уровнем моря, а также большими размерами и большей длительностью его жизни, благодаря чему процессы дифференциации в глубинном очаге могли зайти более далеко.

Ассоциации вулканических пород других островов Тихого океана приближаются или к продуктам оливин-базальтовой магмы Гавайского типа, или к типу Таити и имеют большей частью промежуточный между ними характер.

Архипелаг Кергелен является самым большим из нескольких вулканических островных групп, расположенных в южной части Индийского океана. Острова сложены в основном базальтами с небольшим количеством

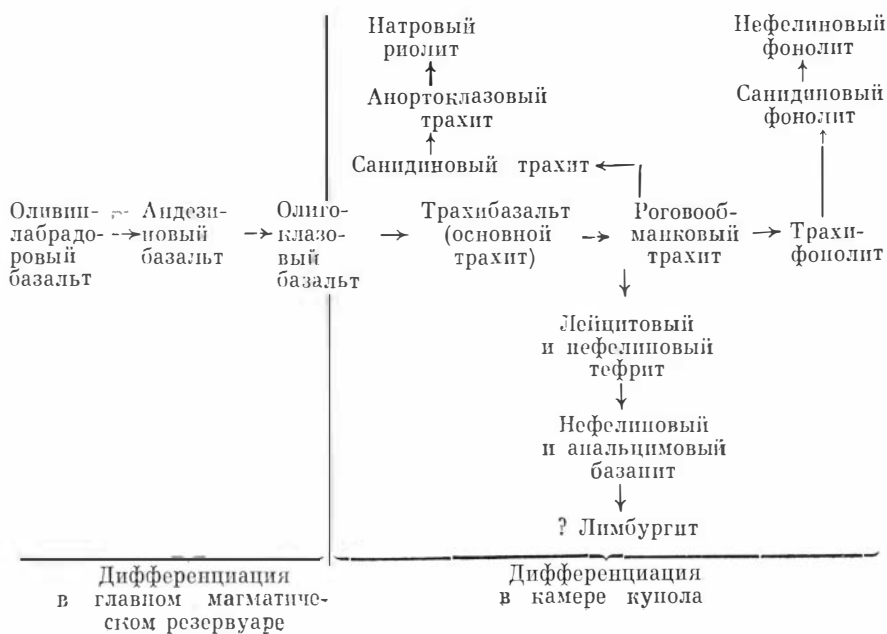
Средний химический состав типичных лав Таити [по Тернеру, Ферхугену, 1961]

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	44,26	43,25	48,91	55,47	61,73
TiO ₂	3,46	2,27	2,43	1,34	0,87
Al ₂ O ₃	14,30	8,33	19,00	19,00	18,76
Fe ₂ O ₃	4,61	4,90	3,40	3,22	2,00
FeO	7,79	7,58	4,08	2,22	1,54
MnO	0,21	0,13	0,34	0,24	0,09
MgO	8,34	19,02	2,04	1,68	0,94
CaO	11,26	12,36	5,78	3,71	1,61
Na ₂ O	3,48	1,36	7,07	7,80	6,98
K ₂ O	1,59	0,55	3,92	4,87	5,40
P ₂ O ₅	0,70	0,25	0,47	0,45	0,08
С у м м а . . .	100,0	100,0	97,44	100,0	100,0

П р и м е ч а н и е. 1 — базанит; 2 — анкарарит; 3 — таитит — фельдшпатоидный трахиандезит; 4 — фонолит; 5 — фонолитовый трахит.

лимбургитов и базанитов, а также многочисленными, но небольшими потоками трахита и фонолита. О. Эдвардс [Тернер, Ферхуген, 1961] установил здесь большое количество генетически взаимосвязанных петрографических разностей, дающих переходы друг в друга. Взаимоотношения их иллюстрируются схемой.

Схема петрографической эволюции лав Кергелена (по О. Эдвардсу)



Химический состав лав о. Кергелена [по Тернеру, Ферхугену, 1961]

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,00	43,74	50,41	62,74	54,10	46,48
TiO ₂	1,62	1,61	1,63	0,42	0,40	1,74
Al ₂ O ₃	12,42	13,57	16,26	16,46	21,66	18,33
Fe ₂ O ₃	0,53	4,14	3,95	1,83	1,87	3,51
FeO	12,72	8,98	7,08	3,70	1,72	5,98
MnO	0,27	0,45	1,10	0,19	0,35	0,27
MgO	11,08	10,85	3,22	0,07	0,13	2,55
CaO	10,80	9,09	6,67	1,92	2,09	8,50
Na ₂ O	2,64	2,35	3,63	5,29	7,68	3,61
K ₂ O	0,42	2,47	2,28	5,68	6,55	4,46
H ₂ O ⁻	0,63	0,77	1,41	0,78	0,38	2,00
H ₂ O ⁺	0,60	1,22	0,98	1,01	2,38	1,05
P ₂ O ₅	0,19	0,50	1,01	0,05	0,24	1,88
Co ₂	Сл.	0,05	Сл.	—	Сл.	—
Cl	—	—	Сл.	—	0,14	—
BaO	—	0,02	0,02	—	0,02	0,03
С у м м а . . .	99,92	99,81	99,65	100,14	99,71	100,39

П р и м е ч а н и е. 1 — оливиновый базальт; 2 — лимбургит; 3 — олигоклазовый базальт; 4 — трахит; 5 — санидиновый фонолит; 6 — лейцитовый тефрит.

Минералогические особенности лав о. Кергелен следующие. Состав оливина изменяется от Fo₈₅Fa₁₅ в оливиновых базальтах до типов, приближающихся к фаялиту, в трахитах. Пироксены представлены диопсидовым и титанистым авгитом, переходящим в эгирин-авгит и эгирин в более натровых породах. Коричневая роговая обманка встречается не только в фонолитах и трахитах, но и в базанитах и олигоклазовых базальтах. В фонолитах и базанитах распространен нефелин. Анальцит присутствует в большинстве щелочных базальтов. Лейцит описан только в одной разновидности пород, названной лейцитовым тефритом.

Вулканический конус о. Кергелен значительно размыт и в югозападной части вскрыты глубинные породы: габбро, диориты, монцониты, сиепты, интродуцировавшие в лавы. Химизм лав иллюстрируется табл. 45.

Вулканические острова Атлантического океана [Барт, 1961] в общем повторяют ту же картину. Наиболее интересной чертой строения дна Атлантического океана является длинный и довольно узкий хребет, протягивающийся по середине океана. Известен он под названием Атлантического хребта, или вала. Атлантический хребет непрерывно тянется от о. Ян-Майен до о. Буве, где поворачивает на восток южнее Африки. В Индийском океане он соединяется с хребтом Карлсберг, далее огибает с юга Австралию и соединяется с главным хребтом Тихого океана (рис. 63).

Очень интересной чертой ряда океанических хребтов является наличие на их сводах рифтовых проседаний, очень близких по своей конфигурации с рифтовыми долинами Восточно-Африканского свода. Весь Атлантический хребет, или свод, имеет ширину 50—100 км. Вершины его поднимаются до глубин 2000—3500 м ниже уровня моря. Глубина рифтовой впадины около 4200 м. Эпицентры землетрясений в Атлантическом океане совпадают с гребнем Атлантического хребта. В то же самое время рифтовая

тового состава. На о. Святой Елены базальтовые потоки составляют 99 % его объема. Породы трахибазальтового состава встречаются редко, но несколько даек, некков и мощных штоков сложены бедными нефелином фонолитами и фонолитовыми трахитами.

Интересны скалы о. Святого Павла. Они замечательны тем, что в отличие от других островов Атлантического океана сложены сланцеватыми, частично милонитовыми перидотитами.

О ПРИЧИНАХ РАЗНООБРАЗИЯ СОСТАВА МАТЕРИКОВЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Щелочные оливин-базальтовые формации пользуются чрезвычайно широким площадным распространением: по крайней мере, в третичное и четвертичное время они образовались почти повсюду, и в океане, и на материках (за исключением Альпийского и Тихоокеанского складчатых поясов). Преобладающими и наиболее характерными лавами в этих формациях являются щелочные оливиновые базальты. В своем типичном проявлении они довольно резко отличаются от континентальных толеитовых базальтов — главного компонента трапповых формаций. Поэтому совершенно естественно общепринятое заключение о том, что родоначальной для всех щелочных оливин-базальтовых формаций является щелочная оливин-базальтовая магма. Вместе с тем существуют примеры (Гавайские острова) вулканических комплексов, состоящих из собственно щелочных оливин-базальтовых лав, а также лав, приближающихся по составу к толеитовым базальтам. Выше обращалось внимание на то, что материковые щелочные оливин-базальтовые ассоциации несколько отличаются от океанических. Эта изменчивость состава исходных базальтовых магм совершенно естественна (если учесть чрезвычайно широкое распространение щелочных оливин-базальтовых ассоциаций) и объясняется тем, что эти исходные магмы не могли все происходить из единого источника (однородного расплава), а возникали в многочисленных самостоятельных магматических очагах.

Характерной особенностью описанных двух типов магматических формаций является присутствие в их составе щелочных базальтоидных пород, а также трахитов и фонолитов. Щелочные магматические породы обычно считаются аномальными образованиями. Может быть, это и справедливо в некоторых случаях, особенно когда они ассоциируют с гранитоидными интрузиями, но в оливин-базальтовых формациях постоянное присутствие их, конечно, выражает какую-то внутреннюю повсюду и постоянно проявляющуюся закономерность. Географическая и геологическая позиция океанических вулканов, а также полное отсутствие в изливаемых ими лавах ксенолитов осадочных пород исключают возможность привлечения ассимиляции в качестве одного из факторов разнообразия магматических пород данной формации. Смешение магмы разного состава, понятно, здесь также исключается. Следовательно, причинами всего петрографического разнообразия могут быть первичная неоднородность исходных базальтовых магм, а также их дифференциация.

Образование обогащенных оливином и авгитом базальтовых пород (океанитов и анкараритов) легко объясняется гравитационной (кристаллизационной) дифференциацией исходной оливин-базальтовой магмы.

Трахитовые и фонолитовые лавы присутствуют в небольшом количестве в существенно базальтовых вулканических комплексах и всегда являются продуктами позднего эксплозивного извержения. Следова-

но, дифференциация, приводящая к накоплению соответственного состава лав, требует порядочного времени и состояния покоя, причем осуществляется она на небольшой глубине в вулканическом жерле или в неглубоко расположенной магматической камере. Вряд ли лавы этого состава могут быть продуктом кристаллизационной дифференциации. Более применима к данному случаю гипотеза газового переноса с накоплением щелочей в верхней части магматической колонны или же все еще очень мало обоснованная гипотеза гравитационного расслоения гомогенной магматической жидкости, выполняющей жерло вулкана. Впрочем, следует отметить, что относительные количества K_2O , Na_2O и SiO_2 в трахитах и фonoлитах совершенно такие же, как и в низкотемпературном остаточном расплаве экспериментально изученной системы $NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2$, т. е. эти породы могут образоваться из остаточных расплавов, возникающих при кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы. Трудность проблемы заключается в механизме отделения этих небольших количеств остаточных расплавов от продуктов ранней кристаллизации и способа концентрации их в верхних частях вулканических жерл.

Еще менее понятна причина появления натровых основных и ультраосновных лав нефелин-базальтовой и мелилит-базальтовой групп. Они, так же как и трахитовые лавы, обычно появляются после значительного периода покоя. Такие основные щелочные лавы о. Кергелен О. Эдвардс рассматривает как дифференциаты (дополнительные к фonoлитовым и трахитовым), которые отделяются уже не от исходной оливин-базальтовой, а от производной трахибазальтовой магмы в местных куполах. Для осуществления этого процесса предполагается высокая концентрация летучих и активная конвекция. Картина, нарисованная О. Эдвардсом, очень похожа на процесс, упомянутый Н. Боуэном, который предполагал, что кристаллы роговой обманки, приведенные в соприкосновение с горячей магмой в результате конвекции, могли в результате дифференциального плавления повышать основность расплавов с обогащением их нефелиновыми и пироксеновыми молекулами.

Характерное для щелочных оливин-базальтовых формаций щелочное направление дифференциаций, приводящее к образованию ненасыщенных фельдшпатоидных пород в качестве крайних продуктов, обычно связывают с ненасыщенностью кремнеземом первичной базальтовой магмы. Согласно У. Кеннеди [Kennedy, 1933], первоначальное низкое содержание кремнезема в магме вызывает выпадение большого количества оливина, которое настолько понижает в расплавах соотношение $Mg : Ca$, что вслед за оливином кристаллизуется существенно диопсидовый пироксен, а это приводит к накоплению в остаточном расплаве щелочей и алюминия, так что остаточные расплавы будут обогащены щелочами и недосыщены кремнеземом. В толентовых магмах относительно высокое содержание кремнезема, наоборот, препятствует выделению оливина, в результате образуется пироксен состава магнезиального пиконита, а конечные расплавы, все еще пересыщенные, являются известково-щелочными и дают породы риолитового состава. Т. Барт думает, что колебания состава конечных продуктов дифференциации вообще зависят главным образом от незначительных колебаний состава первичной базальтовой магмы. По О. Эдвардсу, вместе с тем не исключена возможность повышения щелочности магмы, задержавшейся в промежуточном очаге или в магматической камере, благодаря газовому привносу щелочей с глубины [Тернер, Ферхуген, 1961, с. 178].

Процессы ассимиляции, по-видимому, отсутствуют, или играют ничтожную роль в океанических оливин-базальтовых формациях прежде всего

потому, что в этой геологической обстановке базальтовые магмы практически не соприкасаются с породами иного состава. В континентальных условиях возможностей для ассимиляции чуждого материала больше, и очень вероятно, что те незначительные отличия петрохимии и минералогии континентальных оливин-базальтовых формаций (несколько повышенная роль калия и калиевых минералов, главным образом полевых шпатов и лейцита) обусловлены усвоением базальтовой магмой вещества глинистых или гранитовых пород.

ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

В особый формационный тип приходится выделять сравнительно редко встречающуюся, но очень интересную ассоциацию вулканогенных пород, состоящую существенно из щелочных базальтоидных пород — тефритов, базанитов, нефелиновых и лейцитовых базальтов, нефелинитов, лейцитов, лимбургитов, авгититов, мелилитовых базальтов и т. д. Наряду с этими ведущими типами пород в сложении таких вулканогенных комплексов обычно участвуют оливиновые базальты, трахибазальты, фонолиты и другие породы, типичные для только что рассмотренной формации щелочных оливиновых базальтов. Щелочно-базальтоидная формация сравнительно редко выступает в качестве совершенно самостоятельного геологического образования и развивается чаще всего как бы на фоне имеющей более широкое площадное распространение щелочной оливин-базальтовой формации. Но это бывает не всегда, и если бы эта связь щелочно-базальтоидных комплексов с областями распространения оливин-базальтовой формации была закономерностью, можно было бы и не выделять щелочно-базальтоидную ассоциацию в самостоятельный формационный тип, а рассматривать ее в качестве субформации в составе формации щелочных оливиновых базальтов.

В некоторых случаях щелочно-базальтоидная формация проявляется более или менее самостоятельно (Приморье, Рейнская область) или же, что особенно интересно, территориально связана, имея к тому же один и тот же возраст, с трапповой формацией. Это обстоятельство указывает, в частности, на то, что комплекс пород, составляющих щелочно-базальтоидные ассоциации, нельзя рассматривать в качестве особых продуктов глубокой дифференциации оливин-базальтовой или толеитовой магмы; он, несомненно, является продуктом особых самостоятельных магматических очагов, небольших и недолговечных, в каждом из которых процессы маглообразования и последующей дифференциации шли по-своему, чем и объясняется крайняя пестрота и изменчивость петрографического состава конкретных магматических комплексов, объединяемых в описанный здесь формационный тип. Неясным остается вопрос о генетических соотношениях щелочно-базальтоидного типа с формацией щелочных и ультраосновных пород, образующей характерные центральные кольцевые интрузии, сопровождаемые карбонатитами. В некоторых случаях те и другие встречаются совместно (Кайзерштуль на Рейне, щелочно-ультраосновная провинция севера Сибирской платформы), и не исключена возможность, что те и другие возникают в очень близкой геологической обстановке и даже могут иметь общие магматические очаги. Но между этими двумя формационными типами имеется и коренное различие (помимо различной их фацциальности), заключающееся в том, что непременным и ведущим компонентом формаций щелочных и ультраосновных пород являются ультраосновные породы, в частности дуниты и перидотиты, состоящие существенно из магнезального оливина. В щелочно-базальтоидной формации собст-

венно ультраосновных пород нет и исключение составляет Маймеча-Котуйская провинция севера Сибирской платформы, содержащая ультраосновные лавы (меймечиты), хотя и здесь эффузивная природа этих пород оспаривается некоторыми геологами. Ряд исследователей [Шейнманн и др., 1961; и др.], по-видимому, склонны относить к категории ультраосновных такие породы как авгититы, лимбургиты, нефелиновые, лейцитовые и мелилитовые базальты, нефелиниты и т. д. Это очевидное недоразумение, так как эти щелочные породы, хотя и бедны кремнеземом, коренным образом отличаются от гипербазитов высоким содержанием глинозема, кальция и щелочей, в то время как важнейшей петрохимической чертой гипербазитов является высокая магнезиальность. И совершенно правильно А. Н. Заварицкий эти породы объединил вместе с трахибазальтами и другими близкими к ним породами в особую группу щелочных базальтоидных пород, подчеркивая тем самым их большую близость к базальтам, чем к гипербазитам.

Крайняя изменчивость и пестрота петрографического состава характеризуют данный формационный тип. Эта особенность заставляет ставить вопрос о выделении внутри него ряда более дробных формационных подразделений. Однако в настоящее время, кажется, достаточно выделить среди них только два подразделения: нефелин-базальтовую (существенно натровую) и лейцит-базальтовую (с повышенной ролью калия) субформации. Обе они отличаются достаточно специфическими чертами петрохимии и минералогии.

В химическом отношении породы нефелин-базальтовой субформации характеризуются, помимо низкого содержания кремнезема и высокой глиноземистости и щелочности (особенностей, общих для формации в целом), также резким преобладанием натрия над калием и несколько повышенным содержанием титана и окислов железа. Типичными особенностями минерального состава ее пород являются: обычная железистость оливина; титан-авгитовый характер пироксена (в более кислых породах титан-авгит сменяется эгирин-авгитом и эгирином); малое распространение биотита и полное отсутствие ромбического пироксена; широкое распространение основных плагиоклазов; частое присутствие калиннатровых полевых шпатов и обязательное — нефелина: появление в некоторых типах пород мелилита — минерала, специфичного только для данной субформации. В общем же по особенностям минералогии и петрохимии субформация нефелиновых базальтов очень близка к щелочной оливин-базальтовой.

Основной химической особенностью лейцит-базальтовой субформации является повышенная роль калия, что ведет к появлению значительных количеств калиевого полевого шпата и даже лейцита, в то время как нефелин отступает на задний план. Эта субформация отличается также несколько пониженной ролью железа и титана, почему в породах лейцит-базальтовой формации обычно отсутствует титан-авгит, пироксены имеют диопсидовый или эгириновый характер, оливин встречается не так часто (он всегда маложелезистый), а мелилит отсутствует.

Тектоническая позиция щелочно-базальтоидной формации в общем не отличается от позиции оливин-базальтовой формации; все исследователи подчеркивают связь ее с крупными разломами, сопровождающими оседание сводовых поднятий и располагающимися в осевой части сводов или на их флангах. Характерную особенность эффузивных комплексов, принадлежащих к типу щелочно-базальтоидных формаций, составляет то, что они всегда являются продуктами деятельности вулканов центрального типа и состоят из пирокластического и лавового материала, хотя, конечно,

встречаются и другие формы залегания, например дайки или пластовые интрузии.

Маймеч-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных пород, описанный Е. Л. Бутаковой и Л. С. Егоровым [1962], может служить редким примером тесной ассоциации преобладающих щелочных базальтоидных лав с трещинными и центральными дифференцированными интрузиями, состоящими из дунитов, бесполовошпатных нефелиновых пород, нефелиновых сиенитов и т. д. В данном случае можно говорить с достаточной степенью уверенности и о генетической близости эффузивных и интрузивных пород, отнесенных все же к различным формационным типам. Комплекс этот развит на северо-западе Сибирской платформы в бассейне рек Маймеч и Котуй (рис. 64). Платформенный чехол здесь состоит преимущественно из карбонатных отложений синия, кембрия, ордовика, силура, девона и нижнего карбона. С нижней перми морская обстановка сменилась континентальной. В верхней перми — начале триаса началось образование мощной вулканогенной толщи, в составе которой выделяется пять свит. Снизу вверх по разрезу это: 1) свита туфогенных пород основного состава; 2) свита щелочных базальтоидов (арыджангская); 3) свита трахибазальтов (коготокская); 4) свита щелочных базальтоидов, трахибазальтов, андезитов, меймечитов, трахитов и туфов этих пород (дельканская); 5) свита меймечитов (маймечинская). Первая и третья из перечисленных выше свит по петрографическому составу не отличаются от туфогенной и лавовой свит траппового комплекса Сибирской платформы.

В связи с вулканической деятельностью, но главным образом после ее завершения, происходило образование интрузий, представленных силами и дайками долеритов и габбро-долеритов, типичных для траппового комплекса, и более поздними щелочно-ультраосновными центральными интрузиями. Таким образом, в Маймеч-Котуйской провинции мы имеем тесную ассоциацию эффузивов типичной трапповой формации, эффузивных щелочных базальтоидов, а также центральных интрузий, отнесенных к формации щелочных и ультраосновных пород.

Все осадочные и вулканогенные породы платформенного чехла имеют весьма пологое падение в северо-западном направлении.

Эффузивный комплекс района характеризуется одновременным присутствием нормальных щелочно-земельных пород типа толстового базальта и щелочных базальтоидов. Среди последних выделяются: 1) лимбургиты, нефелиновые базальты, нефелиниты, авгититы, мелилитовые базальты и близкие к ним породы, характерные для арыджангской свиты; 2) трахибазальты и трахиандезито-базальты, целиком слагающие коготокскую свиту; 3) жильные нефелиновые долериты, авгититы и лимбургиты, альеиты, нефелиниты и феолизиты; 4) тефриты и базаниты, мелилитовые базальты, трахибазальты, андезиты, дациты и трахиты дельканской свиты; 5) представляющие особый интерес меймечиты (пикриты и пикритовые порфириты) — своеобразные породы, состоящие из оливина, пироксена, магнетита и стекловатой основной массы, иногда нацело замещенной серпентином. Меймечиты целиком слагают маймечинскую свиту, но присутствуют также в составе дельканской и арыджангской свит.

Средние химические составы эффузивных пород маймеч-котуйского комплекса приведены на табл. 46, а их графическое изображение — на рис. 65.

В Маймеч-Котуйской магматической провинции известно, кроме того, 15 сложных интрузий щелочно-ультраосновного и щелочного состава, сформировавшихся после завершения поверхностного вулканизма. Тако-

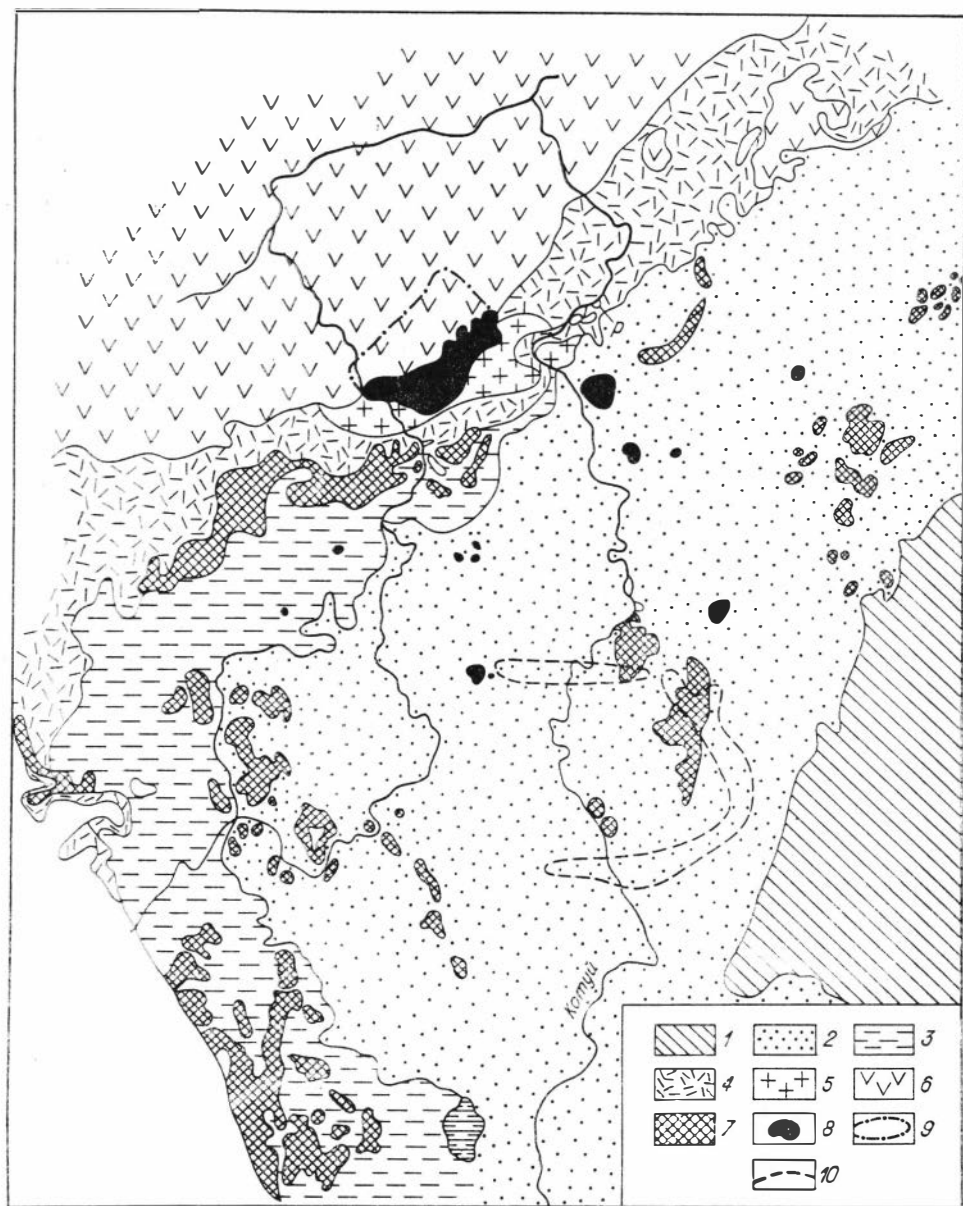


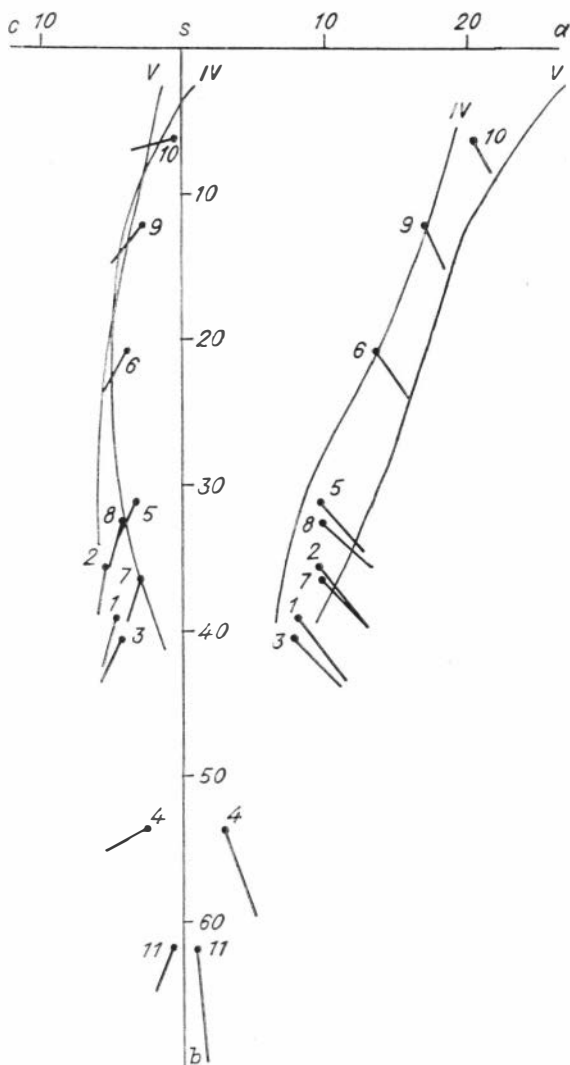
Рис. 64. Схема строения Маймеча-Котуйской провинции [по Бутаковой, Егорову, 1962].

1 — архей Анабарского массива; 2 — синийские и кембрийские отложения; 3 — отложения ордовика, силура, девона; 4 — лаво-туфовая толща нижнего триаса; 5 — ультраосновные и щелочные лавы и туфы; 6 — мезо-кайнозой Катангской впадины; 7 — силлы долеритов; 8 — ультраосновные-щелочные интрузии; 9 — контур Гулинской интрузии по данным магнитометрии; 10 — контуры главных магнитных аномалий.

го типа интрузивные комплексы выделены в этой работе в особый формационный тип, характеристика которого приведена ниже.

Субвулканический щелочно-базальтоидный комплекс Приморья. Г. М. Гапеева в ряде статей [1954, 1957, 1959, 1960а, б] подробно описала в Уссурийской впадине на границе с Сихотэ-Алинским сводовым поднятием отдельные разрозненные выходы субвулканических пород щелоч-

Рис. 65. Диаграмма средних химических составов эффузивных пород Маймеча-Котуйской провинции.



но-базальтоидного состава. Эти породы образуют, по-видимому, многочисленные мелкие пластовые, дайковые и трубчатые тела, прорезающие постплиоценовые отложения.

В районе Лесозаводска находится трубообразное тело, сложенное эруптивной брекчией, в составе обломков которой преобладают пикриты, лимбургиты, авгиты и лейцитовые анкаратриты.

Щелочные базальтоиды горы Медвежьей слагают куполообразное тело пород с брекчиевой текстурой. Отсюда описаны анкаратриты, анкаратрит-пикриты и пикриты. Щелочные базальтоиды Кировских возвышенностей образуют ряд выходов, разделенных незначительным расстоянием. Здесь описаны анкаратриты, анкаратрит-пикриты, нефелиновые базальтиты, трахидолериты, уссуриты, эссекиты и долериты.

Средние химические составы четвертичных субвулканических щелочно-базальтоидных пород Приморья даны в табл. 47. Характерно несколько повышенное по сравнению с породами Маймеча-Котуйской провинции содержание калия, что сказалось и на особенностях минералогии — в появлении не только анортотклаза, но и лейцита, калиевых олигоклазов и калиевых лабрадоров в описанном ряде щелочно-базальтоидных пород.

Район Буфумбира и Торо-Анколе в Уганде [Тернер, Ферхуген, 1961, с. 208—212] характеризуется развитием щелочных базальтоидных лав с еще более высоким содержанием калия. Этот район расположен в пределах «Западного Рифта» области Великих восточно-африканских разломов (см. рис. 59), которая в целом отличается широким проявлением оливин-базальтового вулканизма. Лавы вулканов Буфумбира могут быть подразделены на три главные группы.

1. Лейцитовые базальты (лейциты и микениты), состоящие из оливина, авгита и лейцита. Породы той же серии (угандиты) с богатым калием

Средние химические составы эффузивных пород Маймеча-Котуйской провинции [по Бутаковой, Егорову, 1962]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	40,15	41,16	37,70	39,10	45,58	51,52	42,65	42,66	58,19	63,67	37,08
TiO ₂	2,52	3,91	2,05	1,60	4,29	2,58	3,80	4,40	1,23	0,80	1,23
Al ₂ O ₃	12,70	10,25	11,33	6,30	12,13	15,93	11,94	13,29	16,55	15,84	2,10
Fe ₂ O ₃	7,80	6,87	7,28	5,38	6,53	5,31	9,81	7,98	4,24	2,73	7,12
FeO	6,06	6,74	9,50	7,50	7,64	4,93	3,51	5,26	3,39	1,84	5,60
MnO	0,26	0,23	0,21	0,26	0,25	0,17	0,19	0,22	0,16	0,10	0,11
MgO	8,85	7,89	7,16	21,17	5,63	3,90	7,87	5,68	2,00	0,83	33,80
CaO	13,00	12,82	13,30	12,68	9,78	7,10	12,16	11,90	3,59	1,01	4,07
Na ₂ O	2,78	3,70	2,17	0,53	2,88	3,84	3,49	3,30	4,29	1,96	0,44
K ₂ O	1,26	1,01	1,72	1,47	2,25	3,27	1,69	1,55	5,11	11,00	0,28
П. п. п.	3,76	3,47	7,45	3,17	2,41	1,11	3,23	3,24	0,50	0,15	7,17
С у м м а . . .	99,14	98,05	99,87	99,16	99,37	99,66	100,34	99,48	99,25	99,93	99,0

П р и м е ч а н и е. 1 — меланократовые нефелиновые базальты, по 11 анализам; 2 — лимбургиты, по 4 анализам; 3 — авгититы, по 3 анализам; 4 — пикритовые порфириты, по 3 анализам; 5 — трахибазальты, по 3 анализам; 6 — трахиандезит-базальты, по 2 анализам; 7 — анкартиты; 8 — меланократовые нефелиниты, по 2 анализам; 9 — андезиты, по 6 анализам; 10 — трахиты, по 3 анализам; 11 — меймечиты, по 13 анализам. В потери при прокаливании включены также CO₂, SO₂, H₂O, P₂O₅.

стекловатым базисом, но лишённые лейцита, сходные с лимбургитами.

2. Лейцитовые базаниты (кивиты), состоящие из оливина, авгита, кальциевого плагиоклаза и лейцита. Частично стекловатые разности этих пород также внешне напоминают лимбургиты.

3. Калиевые трахибазальты (абсарокиты, шошониты), сложенные оливином, авгитом, лабрадором и калиевым полевым шпатом. Изредка гиперстеновые трахиандезиты и трахиты.

Таблица 47

Средние химические составы пород субвулканической фации Приморья [Гапеева, 1954, 1957, 1959, 1960]

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	44,1	42,9	43,1	47,7	46,1
TiO ₂	2,3	2,0	2,4	2,8	2,3
Al ₂ O ₃	14,3	15,3	14,9	15,9	20,9
Fe ₂ O ₃	4,5	5,3	6,4	9,2	0,6
Fe	7,6	7,9	6,5	5,1	7,8
MgO	12,3	10,5	10,2	8,8	4,2
CaO	9,9	9,8	10,4	6,7	9,4
MnO	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1
Na ₂ O	2,7	3,4	3,7	1,8	3,9
K ₂ O	1,7	1,9	1,3	1,2	3,7
P ₂ O ₅	0,5	0,9	0,9	0,6	—
С у м м а . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	99,0

П р и м е ч а н и е. 1 — трахидолериты и уссуриты, по 3 анализам; 2 — анкартиты, по 9 анализам; 3 — лимбургиты, по 5 анализам; 4 — пикриты, по 5 анализам; 5 — эссекситовый долерит.

Химический состав пород района Буфумбира, Уганда [по Тернеру, Ферхугену, 1961]

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,50	44,21	47,68	49,34	44,41	46,78
TiO ₂	2,55	2,31	2,54	1,08	3,75	2,47
Al ₂ O ₃	11,67	15,03	17,08	18,29	15,63	13,24
Fe ₂ O ₃	2,05	3,79	3,45	4,61	3,10	2,64
FeO	8,90	7,53	5,26	3,12	9,00	7,85
MnO	0,16	0,18	0,14	0,08	0,16	0,18
MgO	13,25	6,61	2,90	2,66	5,39	11,64
CaO	10,18	10,87	7,17	9,74	9,73	8,59
Na ₂ O	2,53	3,75	5,33	3,46	2,95	2,20
K ₂ O	2,91	4,07	6,45	7,16	4,24	2,72
H ₂ O ⁻	0,44	0,36	0,37	0,58	0,54	0,57
H ₂ O ⁺	0,12	—	0,24	—	0,11	0,27
CO ₂	0,05	0,20	0,02	0,44	—	0,03
P ₂ O ₅	0,62	0,90	0,77	—	0,74	0,55
Cl	0,05	0,11	0,14	—	0,10	0,01
F	0,05	0,11	0,08	—	0,09	0,07
BaO	0,13	0,17	0,22	—	0,16	0,12
SrO	0,07	0,09	0,10	—	0,03	0,09
Cr ₂ O ₃	0,12	0,03	0,00	—	Сл.	0,11
V ₂ O ₅	0,04	0,05	0,03	—	0,05	0,04
Остаток	0,04	0,05	0,01	—	—	0,07
Сумма . . .	100,43	100,24	99,98	100,56	100,18	100,24

Окончание табл. 48

Компонент	7	8	9	10	11
SiO ₂	48,82	58,89	61,09	46,71	39,88
TiO ₂	3,17	0,58	1,75	1,74	2,38
Al ₂ O ₃	15,81	17,61	15,36	12,46	17,07
Fe ₂ O ₃	2,21	2,44	1,34	3,00	5,75
FeO	8,14	3,47	4,60	9,03	5,94
MnO	0,17	—	0,10	—	0,28
MgO	5,56	0,67	2,47	9,56	3,98
CaO	8,45	2,11	4,45	11,61	10,54
Na ₂ O	2,47	4,57	3,00	3,10	5,72
K ₂ O	4,09	7,86	4,97	1,06	7,03
H ₂ O ⁻	0,41	—	0,29	1,11	0,39
H ₂ O ⁺	0,20	1,80	0,05	—	0,16
CO ₂	—	—	—	0,33	0,36
P ₂ O ₅	0,60	0,11	0,40	—	1,12
Cl	Сл.	—	0,01	—	—
F	0,04	—	0,06	—	—
BaO	0,08	—	0,11	—	—
SrO	0,05	—	0,04	—	—
Cr ₂ O ₃	0,01	—	сл.	—	—
V ₂ O ₅	0,04	—	0,02	—	—
Остаток	0,02	—	—	0,05	—
Сумма . . .	100,34	100,11	100,11	99,76	100,60

Примечание. 1—3 — лейцитовый базальт; 4 — лейцитовый тефрит; 5, 6 — лейцитовый базанит; 7 — трахибазальт; 8 — трахит; 9 — трахиандезит; 10 — лимбургит; 11 — частично стекловатый мелилит-лейцитовый нефелинит.

Во многих основных лавах часто встречаются ксенолиты перидотитов и пироксенитов, в частности биотитовых.

Химический состав пород из района Буфумбира представлен в табл. 48.

Вулканическая провинция Торо-Анколе расположена также в пределах Западного Рифта, на 150—200 км южнее. Здесь преобладают очень щелочные породы, иногда с очень низким (35—40 %) содержанием кремнезема. Породы большей частью представлены лейцитовыми базальтами, иногда с нефелином или кальсилитом (CaSiO_4); полевые шпаты в них полностью отсутствуют. В этих лавах также присутствуют ксенолиты ультраосновных пород (биотитовых перидотитов, слюдяных пород) и обломки частично расплавленных гранитов, стекловатые части которых по химическому составу во многих случаях почти эквивалентны чистому лейциту.

Область Западного Рифта наиболее ярко подчеркивает общую особенность щелочно-базальтоидного формационного типа, а именно узко-локальное его распространение, так как в пределах этой же области известны вулканы, излившие лавы, типичные для обычной оливин-базальтовой формации. Например, всего в 100 км южнее области Буфумбира расположено вулканическое поле Южного Киву, где среди лав преобладают щелочные оливиновые базальты, сопровождающиеся толеитовыми базальтами и небольшим количеством натрово-калиевых трахитов.

Щелочно-базальтоидные комплексы встречаются и в других районах. К ним могут быть отнесены четвертичные лавы района Лаахерского озера (Северо-Рейнская вулканическая дуга), Кайзерштуль (Южно-Рейнская вулканическая дуга) и т. д.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНОЙ ФОРМАЦИИ

Относительно происхождения щелочно-базальтоидной формации могут быть высказаны только самые общие и предварительные соображения, причем следует рассмотреть прежде всего три вопроса:

1) о соотношениях щелочно-базальтоидного и оливин-базальтового формационных типов и природе первоначальной магмы;

2) о происхождении ультраосновных пород (типа меймечптов, дунитов, перидотитов, пикритов и т. д.) и генетических отношений их с остальными компонентами рассматриваемого формационного типа;

3) о причинах обогащения калием некоторых щелочно-базальтоидных комплексов.

Первый вопрос решается просто — анализом петрографических особенностей и геологических взаимоотношений сравниваемых формационных типов. Щелочно-базальтоидная формация практически всегда появляется в пределах областей широкого развития одновременного оливин-базальтового, реже толеитового магматизма, тесно с ним связывается постепенными переходами, характеризуется близким набором петрографических типов пород: различия между этими формационными типами скорее количественные, чем качественные. Поэтому нет оснований искать для щелочно-базальтоидной ассоциации какой-то иной источник магматических масс и иное происхождение магм и магматических пород. Широкое распространение в лавах данного формационного типа ксенолитов ультраосновных пород, а в некоторых (редких, правда) случаях и лав ультраосновного состава, говорит о том, что магматические очаги должны возникать в перидотитовом (ахондритовом) субстрате мантии и что обогащение базальтоидных расплавов щелочами, скорее всего, результат накопления в магматическом очаге легких продуктов глубинной дифференциации.

ции. — дегазации земного вещества. В данном случае этот процесс был особенно напряженным, может быть, в силу концентрации потока продуктов дегазации в узких зонах или каналах.

Вопрос о происхождении ультраосновных пород, присутствующих в щелочно-базальтоидных ассоциациях в виде ксенолитов или лав ультраосновного состава, не так прост, как это может показаться с первого взгляда. Дело заключается в том, что собственно ультраосновные породы в отношении их химического состава являются почти полярной противоположностью щелочным базальтоидам, с которыми их сближает только бедность кремнеземом. В остальном же между теми и другими отличия коренные — ультраосновные породы богаты магнием и очень бедны глиноземом, кальцием и щелочами, в то время как щелочные базальтоиды обогащены именно последними. Тем не менее на примере Маймеча-Котуйского района мы могли видеть, что один и тот же, вероятно, магматический очаг давал сначала лавы щелочно-базальтоидного и толеитового состава, затем меймечиты. Излияниями меймечитов вулканическая деятельность закончилась, а в ходе интрузивного процесса фиксируется ярко выраженная обратная схема последовательных инъекций магмы, изменяющей свой состав от дунит-перидотитового через ийолит-мельтейгитовый к нефелин-сиенитовому. Это изменение состава магм, рождающихся в одном и том же магматическом очаге, не объяснимо с точки зрения гипотезы кристаллизационной дифференциации, хотя известную ее роль нельзя отрицать, и обусловлено или миграцией магматического очага, или же чисто внешними причинами — изменением во времени проницаемости для продуктов глубинной дегазации тех ослабленных зон, в которых возник магматический очаг или очаги, поставившие материал для лав и интрузивов Маймеча-Котуйского района. Таким образом, появление ультраосновной магмы в данном случае, вероятнее всего, связано с изменениями условий магмообразования в глубинном очаге, расположенном в пределах мантии, когда процессы селективного выплавления базальтоидных магм, богатых щелочами, под действием притока легких продуктов глубинной дифференциации сменились чистым плавлением ультраосновного субстрата мантии, требующим, видимо, значительно более высоких температур.

Вопрос о причине обогащения калием некоторых щелочно-базальтоидных комплексов решается проще, но, конечно, только в самой общей форме. Бросается в глаза, что щелочно-базальтоидные комплексы с лейцитовыми и калишпатовыми породами всегда являются материковыми. Это не может быть случайным, и можно только присоединиться к мнению Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [1961, с. 220—221], которые считают наиболее вероятной «гипотезу, согласно которой магма с высоким содержанием калия, характерная для ассоциации лейцитовых базальтов, представляет собой продукт реакций между щелочной оливин-базальтовой или нефелин-базальтовой магмой и „гранитовыми“ породами континентального основания». В числе доказательств этого они отмечают следующие.

1. «Обилие гранитовых ксенолитов в лейцит-базальтовых породах и в слюдяных лампрофирах».

2. «Установленный Холмсом... переход гранитовых ксенолитов, погруженных в лейцит-базальтовую... или мелилит-базальтовую... магму, в агрегат лейцита и авгита, чисто лейцитовый агрегат или лейцитовое стекло».

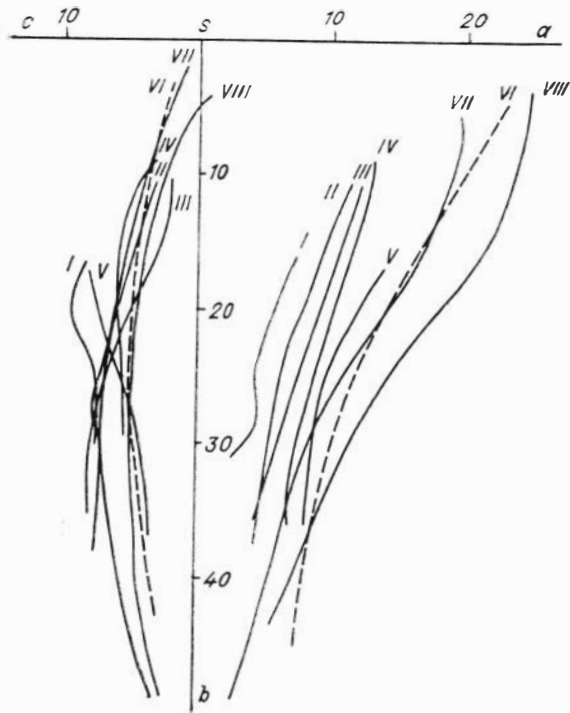
3. «Ассоциацию лейцитовых базальтов с обширными площадями развития щелочных оливиновых базальтов...» на континентах, т. е. регионах, подстилаемых на глубине «гранитовыми» породами.

4. Повышенное содержание в основных калиевых породах таких элементов, как Ba, Sr, Pb, Zr и Ra, характерных для гранитовых пород.

О ПРИРОДЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ МАТЕРИКОВЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

Приведенные выше характеристики четырех существенно базальтовых типов магматических формаций позволяют сделать некоторые обобщения, которые должны помочь в решении трудного вопроса о происхождении базальтовых магм.

Почти общепринятое представление о двух типах базальтовых магм — толеитовом и оливин-базальтовом — и об очень большом однообразии образованных этими магмами толеитовых и щелочных оливин-базальтовых ассоциаций нуждается в существенном уточнении. Эти две ассоциации магматических пород действительно очень широко распространены, причем оливин-базальтовая ассоциация может быть подразделена, кроме того, еще и на два типа формаций: океанический и материковый. Но сравнение петрохимических характеристик средних типов пород конкретных магматических комплексов, принадлежащих и к типам толеит-базальтовых (трапповых) и к типам щелочных оливин-базальтовых формаций, показывает значительную их изменчивость, причем между этими формационными типами обнаруживаются постепенные переходы. Хорошей иллюстрацией этого вывода может служить рис. 66, на котором показаны кривые, отражающие колебания величин основных числовых характеристик в системе А. Н. Заварицкого для средних типов пород: трапповых формаций Тасмании, Карру, юга Сибирской платформы, Декана, материковой щелочной оливин-базальтовой формации Прибайкалья, а также



океанических щелочных оливин-базальтовых формаций Гавайских островов, островов Таити и Мадейра. Увеличение количества примеров только еще больше подчеркнуло бы правильность этого заключения. Вряд ли можно появление таких серий базальтоидных пород объяснить дифференциацией какой-то единой родоначальной базальтовой магмы. Скорее всего, исходные для каждой серии базальтовые магмы уже в момент своего

Рис. 66. Вариацонные линии для ряда трапловых и оливин-базальтовых формаций.

I—IV — траппы: I — Тасмании, II — Карру, III — юга Сибирской платформы, IV — Декана; V — оливин-базальтовая формация Прибайкалья; VI — базальты Гавайских островов и VII — о. Мадейра; VIII — базальтоидные породы о. Таити.

рождения приобретают несколько различных состав, зависящий, прежде всего, от состава субстрата, из которого они выплавляются, а также термодинамической обстановки в зарождающемся магматическом очаге. Распространенные гипотезы о первичности оливин-базальтовой магмы и вторичности толеитовой оливин-базальтовой или вторичности обоих типов и образовании их за счет некоторой третьей родоначальной магмы и т. д. имеют схоластический характер. Они мало дают для геологии и поэтому здесь не рассматриваются.

Для суждения о характере субстрата, за счет которого образуются базальтовые магмы разного состава, может быть привлечен следующий ряд наблюдений и фактов.

Геофизические и геохимические данные, положенные в основу современных представлений о строении Земли, общеизвестны и здесь нет необходимости повторять их. Важно только напомнить, что тонкая земная кора, сложенная породами с плотностью $2,5-2,8 \text{ г/см}^3$, покрывает мощную мантию с плотностью $3,3 \text{ г/см}^3$. Толщина земной коры меняется от 4—5 км под океанами до 30 км на платформах и 60—70 км в пределах молодых складчатых областей. Граница между корой и мантией очень четкая и известна под названием раздела Мохоровичича. Глубина заложения магматических очагов в пределах внутренних частей океанов такова (на Гавайских островах по расположению центров землетрясений между 48 и 56 км), что эти очаги могут располагаться только в пределах мантии и, следовательно, именно вещество мантии является субстратом, из которого выплавляются базальтовые магмы океанических вулканов. Для материковых областей этот вопрос не решается так просто, так как даже в пределах платформенных областей мощность коры достигает 30—40 км и участие ее в образовании базальтовой магмы нельзя отрицать.

О химическом составе вещества мантии и нижней части коры можно только догадываться на основании их плотностей, состава метеоритов, а также «вестников глубин», выносимых на поверхность в виде обломков пород при вулканических извержениях. Предположение о перидотитовом или ахондритовом составе вещества мантии подтверждается тем, что в большинстве провинций щелочных оливиновых базальтов материков и океанов в потоках оливиновых, нефелиновых или мелилитовых базальтов встречается большое количество перидотитовых включений или «бомб», по составу отвечающих дунитам или гарцбургитам и обладающих ориентированными текстурами [Тернер, Ферхуген, 1961]. По составу этих «бомб» уже с большей определенностью можно судить о характере субстрата, внутри которого возникали и сквозь который пробивались вверх щелочные базальтовые магмы. Интересно, что во многих случаях с перидотитовыми включениями ассоциируют включения эклогитов; это позволяет высказывать предположение о том, что граница Мохоровичича не обязательно указывает на резкое изменение химического состава вещества коры и мантии, но может отвечать изменению фазового состояния субстрата базальтового состава, находящегося ниже границы Мохоровичича в форме эклогита. При этом в качестве рабочей гипотезы можно было бы принять локальное распространение эклогитового слоя сравнительно небольшой мощности (глубина 30—100 км, т. е. между границами Мохоровичича и Гутенберга) и только на материках, т. е. принять гипотезу Дж. Кеннеди [1961] с некоторыми поправками и ограничениями. Таким образом, для океанических оливин-базальтовых магм субстратом, в котором закладываются магматические очаги и из которого выплавляются базальтовые магмы, является перидотитовое или ахондритовое вещество мантии. Опытами зонной плавки [Виноградов, 1959] доказана воз-

возможность выплавления жидкости базальтового состава из вещества ахондритовых метеоритов. Вещество мантии, конечно, не может быть вполне однородным во всей своей массе или даже в пределах верхних ее слоев, точно так же как не может быть вполне одинаковой термодинамическая обстановка во всех очагах магмообразования. Поэтому некоторая изменчивость состава «родоначальных» океанических магм вполне естественна. Материковые щелочные оливин-базальтовые магмы дают продукты, настолько близкие по составу тем, которыми сложены вулканические острова внутренних частей океанов, что нет необходимости придумывать для них какой-то иной источник и механизм образования. Зарождение магматических очагов материковых щелочных оливин-базальтовых магм, так же как и щелочно-базальтоидных магм, в том же перидотитовом или ахондритовом субстрате мантии может быть принято в качестве очень вероятной гипотезы.

Сложнее дело обстоит с материковыми толеитовыми магмами, создающими трапповые формации. Сравнительный анализ разрывной тектоники областей распространения трапповых и щелочных оливин-базальтовых формаций позволяет говорить о связи последних с особенно крупными и глубокими разломами, в то время как трапповые формации явно приурочены к широким и плоским овалам оседания, вероятно сопровождающимся массой мелких пересекающихся разломов, вряд ли проникающих на особенно большие глубины. Отсюда может быть сделан вывод о вероятности менее глубокого заложения магматических очагов, производящих магму толеит-базальтового состава, по сравнению с очагами щелочной оливин-базальтовой магмы. К этому же заключению по другим основаниям приходят Ф. Тернер и Дж. Ферхуген, которые полагают, что наиболее вероятная температура образования базальтовой магмы колеблется в пределах 1200—1500 °C, а глубина заложения магматических очагов меняется от 50 до 100 км, причем толеитовая магма вообще образуется на меньших глубинах, чем оливин-базальтовая [Тернер, Ферхуген, 1961, с. 384—385].

Итак, если принять во внимание большую глубину, на которой в пределах материковых областей располагается граница Мохоровичича, и вероятную меньшую глубину заложения магматических очагов, дающих толеит-базальтовые магмы, то мы должны прийти к выводу, что субстратом, за счет которого рождаются последние, может быть не только вещество мантии, но и гипотетическая базальтовая оболочка, предположительно слагающая нижние части коры в пределах материков; что в процесс базальтового магмообразования, во всяком случае на материках, может вовлекаться в той или иной мере вещество земной коры. В общем же, видимо, очаги базальтовой магмы могут закладываться на различных глубинах и в различном субстрате — ахондритовом, перидотитовом, эклогитовом или базальтовом, причем гипотеза вертикальной миграции магматических очагов может быть применена и к базальтовым магматическим комплексам. Ею, например, хорошо объясняется происхождение таких ассоциаций, в которых одновременно принимают участие лавы толеитовых и оливиновых базальтов (Гавайские острова, Британно-Арктическая провинция и т. д.) или еще более сложных ассоциаций, состоящих из щелочных и ультраосновных пород.

В заключение кратко остановимся на возможном механизме образования базальтовых магм. Значение температур на различной глубине в пределах коры и верхней части мантии — один из наименее ясных вопросов физики Земли. Ф. Берч [1957] сделал попытку расчета температуры, предполагая различную теплопроводность материала коры и неодно-

родность в распределении источников тепла, и получил для глубины 30 км значения температур от 300 до 680 °С. Это, а также измеренные непосредственно температуры базальтовых лав, позволяет предполагать, что на глубинах 50—100 км температуры близки к температурам плавления базальтовых магм при соответственном этой глубине давлении. Непосредственной же причиной появления базальтовых выплавов могут быть: 1) понижение давления, 2) местное повышение температуры, 3) приток летучих компонентов, снижающих температуру плавления силикатных расплавов.

Гипотеза плавления вследствие понижения давления широко распространена. М. В. Гзовский [1962] в недавно опубликованной статье обстоятельно разобрал возможности маглообразования вследствие снижения давления и пришел к заключению о реальности этого фактора, особенно при образовании основных магм. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [1961] отвергают эту гипотезу.

Местный подъем температуры в мантии или коре вплоть до температуры плавления базальтовой магмы может быть следствием: экзотермических реакций, выделения тепла при интенсивных остаточных деформациях, повышения концентрации радиоактивных элементов, появления потока горячих газов, реакций окисления водорода или углерода и т. д. Низкая теплопроводность материала коры, возможно, ведет к накоплению радиогенного тепла, особенно в платформенной обстановке, причем главным фактором местного разогревания подкорового вещества, вероятно, является все же приток с глубин горячих газов, несущих не только легкие продукты глубинной дифференциации (дегазации, по Т. Барту) земного вещества, но и глубинное тепло. Естественными путями этих легких продуктов глубинной дифференциации служат глубокие разломы.

Но наиболее мощным фактором не только гранитового, но и базальтового маглообразования, по-видимому, являются сами легкие продукты глубинной гравитационной дифференциации земного вещества и прежде всего водород, кислород, щелочи и кремнезем в атомарном или ионном состоянии, которые, естественно, будут всплывать в гравитационном поле Земли. Диффузия этих веществ в сплошной среде — процесс крайне медленный, но скорость перемещения их резко увеличивается, как только появляются зоны повышенной проницаемости и диффузионные явления сменяются инфильтрационными. Поэтому роль горячих газов и растворов глубинного происхождения становится особенно большой в зонах влияния глубоких разломов, проникающих в мантию. Роль продуктов дегазации, по-видимому, многообразна. Они представляют собой прежде всего плавни, снижающие температуру плавления силикатных систем, и, следовательно, появление их обуславливает возможность плавления при постоянной температуре. Кроме того, как только что указано, они сами могут быть переносчиками и, следовательно, местными источниками тепла. Наконец, следует учитывать и то, что привнос в зону маглообразования щелочей или кремнезема глубинного происхождения может обусловить существенное изменение химического состава базальтовых магм, и очень может быть, что появление базальтоидных ассоциаций с повышенной щелочностью связано именно с таким процессом. Возможная большая роль газового режима в магме иллюстрируется интересными экспериментами Дж. Кеннеди [1957], которые показали, что дифференциацию одного и того же базальтового расплава в зависимости от парциального давления кислорода можно заставить идти либо по боуэнсовскому пути с обогащением остаточной жидкости щелочами и кремнеземом, либо по феннеровскому пути с обогащением ее железом.

Б. РЯД ФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ИНТРУЗИЙ И ТРУБОК ВЗРЫВА

Обычные эффузивно-интрузивные магматические комплексы, принадлежащие к типам трапповых и оливин-базальтовых формаций, нередко обнаруживают в своем составе остатки вулканических аппаратов и связанные с последними центральные интрузии. Например, в пределах Сибирской платформы наряду со слоями туфов, покровами, дайками и слитами траппов известны также и трубки взрыва, выполненные пирокластическим материалом того же траппового состава. Но наряду с такими образованиями, которые следует рассматривать только как фацию соответственного формационного типа, в пределах устойчивых областей известны центральные интрузии весьма своеобразного и очень пестрого петрографического состава, не укладывающиеся в рамки намеченных выше типов магматических формаций. Поэтому может быть выделен особый ряд магматических формаций центральных интрузий и трубок взрыва, до известной степени параллельный основному ряду эффузивно-интрузивных формаций, но вместе с тем отличающийся и многими ярко выраженными индивидуальными особенностями. Этот ряд формаций прежде всего характеризуется тем, что конкретные интрузивные комплексы:

1) представлены всегда только центральными, обычно многократными интрузиями, из которых иные являются несомненными остатками размытых вулканов центрального типа;

2) отличаются обычно необыкновенно сложным петрографическим составом с участием очень разнообразных ультраосновных, щелочных, а нередко также габброидных и даже гранитовых пород;

3) в большинстве своем обнаруживают признаки исключительно широкого проявления процессов щелочного метасоматоза магматической и особенно постмагматической стадии в виде явлений нефелинизации, фельдшпатизации, биотитизации и флогопитизации; во многих случаях — признаки широко проявленной постмагматической серпентинизации, а также карбонатизации, сопровождающейся образованием минералов с ниобием, торием, радием и редкими землями.

По-видимому, все эти тесно связанные друг с другом особенности определяются в конечном счете накоплением громадных количеств летучих в очагах магообразования. В этих условиях должны быть значительно облегчены: 1) выборочное или сплошное плавление субстрата мантии или коры любого состава; 2) дифференциация, особенно газовая, в промежуточных очагах и подводящих каналах; 3) метасоматоз и, наконец, 4) взрывные явления с приближением магматического столба к дневной поверхности, т. е. все то, что особенно характерно для данного формационного ряда и не типично для описанных выше эффузивно-интрузивных формаций.

Необыкновенная пестрота петрографического состава конкретных интрузивных комплексов, которые могут быть объединены в ряд или группу центральных интрузий, и особенно крайняя изменчивость состава отдельных интрузивов, даже в пределах одной магматической провинции, очень затрудняют классификацию образующих этот ряд магматических формаций. В значительной степени условно с большими или меньшими основаниями в нем могут быть выделены: 1) формация кимберлитов, 2) формация центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами; 3) формация центральных интрузий агпайтовых нефелиновых сиенитов, 4) формация гранитовых и габбро-гранитовых центральных интрузий.

В этом ряду только формация кимберлитов стоит несколько особняком по своему составу, характеру рудной минерализации и распространению. Все же остальные часто встречаются совместно и дают друг с другом совершенно незаметные переходы; в них нередко наблюдаются весьма причудливые сочетания горных пород самого различного состава, образованных последовательными инъекциями магмы или процессами метасоматоза и, может быть, магматического замещения на месте.

Условность границ между перечисленными формационными типами выступает особенно ясно в тех случаях, когда они встречаются совместно в одинаковой геологической обстановке, являясь вместе с тем и более или менее одновременными образованиями. В этих условиях, по существу, дело вкуса — объединять их все в единый магматический комплекс, отвечающий группе формаций, или производить более дробное расчленение. Решить вопрос может только сравнение с другими районами распространения интересующего нас формационного типа. И, например, если какая-либо ассоциация магматических пород в одном регионе встречена в тесной связи с другой ассоциацией, а в другом она обособлена или связана с совершенно иными ассоциациями, ее необходимо рассматривать как самостоятельную формацию. Например, на севере Сибирской платформы описана Маймеча-Котуйская провинция ультраосновных и щелочных пород. Здесь развиты самостоятельные, с точки зрения, автора, формационные типы: трапповая формация, формация щелочных базальтоидов и формация ультраосновных и щелочных центральных интрузий, хотя все они связаны одним и тем же временем и одинаковой геологической обстановкой образования. Даже больше — две последние формации близки по своему составу и, возможно, являются продуктами одних и тех же или одинаковых по своей природе магматических очагов. И тем не менее эффузивные щелочные базальтоиды и центральные интрузии ультраосновного и щелочного состава лучше относить к различным формационным типам, так как в других районах они встречаются вне какой-либо связи друг с другом. Еще более замечательным примером в этом отношении является район страны Дамара в Юго-Западной Африке, описанной Г. Мартином, М. Матиас и Э. Симпсоном [Martin et al., 1960].

Здесь, на юго-западной окраине Африканской платформы в пределах крупного сводового поднятия, несколько вытянутого в северо-восточном направлении, платформенный чехол оказался смытым почти полностью и на поверхность выступают метаморфические породы древнего докембрия, кое-где пронизанные древними же гранитами (рис. 67). Местами все же сохранились остатки платформенного чехла в виде осадков системы Карру и перекрывающих их базальтов, андезитов, гранофиоров и риолитов, с которыми связаны обильные силлы и дайки долеритового состава. В пределах обширной площади сводового поднятия известно 30 центральных вулканоплутонов различного состава и размеров. Среди них наиболее крупными являются кальдера-плутоны Эронго и Брандберг, сложенные целиком гранитами; основные породы в них присутствуют только в виде лав в остатках кровли и даек во вмещающих породах. Такой же состав имеют массивы Большой и Малый Шпицкоп; в гранитах Малого Шпицкопа имеются даже друзовые пегматиты с минералами, содержащими фтор, бериллий, олово, медь и мышьяк. Массив Кэйп Кросс залегает в толетитовых базальтах и сложен гранофирами, содалитовыми сиенитами, содалитовыми тингуаитами, щелочными сиенитами. Плутон Дорос прорывает осадки Карру и представляет собой воронкообразный некк, выполненный оливиновыми долеритами, прорванными дайками эгириновых бостонитов. Вулкано-плутон Оконджиджи является многократ-

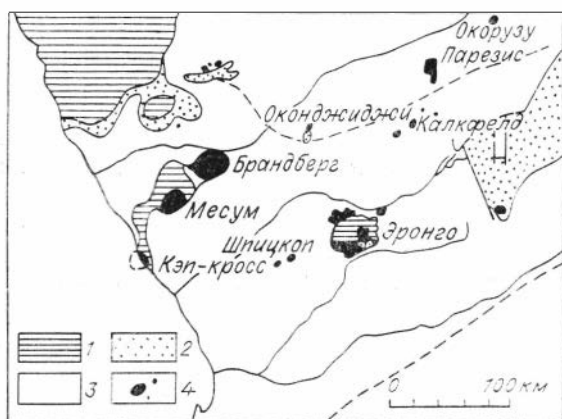


Рис. 67. Распределение центральных интрузий страны Дамара в Юго-Западной Африке [Martin, Mathias, Simpson, 1960].

1—2 — лавы (1) и осадки (2) Карру; 3 — породы основания; 4 — интрузии.

ной интрузией, состоящей из лополитообразного тела толептовых и нефелиновых габбро, кварцевых сиенитов, адамеллитов, пуласкистов и эссекситов, фойяитов и даек камптонитов, мончикитов и т. д. В сложении субвул-

кана Месум, представляющего собой сложную многократную кольцевую интрузию, принимают участие эвкритовые габбро, анортозиты, граниты, фойяиты, метасоматические сиениты и секущие все эти породы дайки нефелинитов и оливиновых тефритов. В комплексе Калкфелд участвуют граниты (принадлежность их к данному комплексу подвергается сомнению), а также кварцевые сиениты, фойяиты, карбонатиты и дайки бостонитов, минетт и т. д. Кольцевой комплекс Окорузу сложен грубозернистыми лейкократовыми сиенитами, фойяитами, уртитами, гортонолитовым монзонитом, метасоматическими эгирин-авгитовыми прроксенитами, карбонатитами и дайками бостонитов, тингуантов, нефелинитов. Комплекс Ондуракорум состоит из фойяитов, сиенитов, карбонатитов, образующих кольцевые дайки; Этанено-Кой — из сиенита и фойяита. В горах Паразес найдены гипабиссальные тела микрогранитов, оливиновых долеритов, щелочных габбро, выступающих из-под эффузивов в слабо размытом вулканическом конусе.

Таким образом, посткарруские центральные интрузии Юго-Западной Африки отличаются исключительным разнообразием сочетаний магматических пород, хотя все они были образованы примерно в одно время, в одинаковой тектонической обстановке и при одинаковом механизме их формирования. И тем не менее в этом районе при формационном анализе только посткаррусского магматизма могут быть выделены: 1) трапповая формация, 2) формация ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами, 3) гранитовая формация. Целый же ряд описанных в Юго-Западной Африке комплексов вообще не укладывается в объем выделяемых формационных типов.

Приведенный пример показывает, насколько сложными и разнообразными могут быть сочетания магматических пород в конкретных магматических комплексах даже в том случае, если все они образовались одновременно и в одинаковой геологической обстановке, и вместе с тем насколько условными являются границы между отдельными формационными типами.

Уже наличие таких сочетаний неизбежно заставляет сделать некоторые обобщения генетического порядка. В частности, образование центральных интрузий, столь разнообразных по своему составу, как это мы имеем в Юго-Западной Африке, не может быть объяснено только процессами кристаллизационной дифференциации в едином глубинном очаге базальтовой магмы. Несомненно, каждый или почти каждый из описанных здесь субвулканических комплексов (субвулканов) имел свой собст-

венный магматический очаг, в котором процессы магнеообразования шли по-своему, причем и здесь, в платформенной обстановке, гипотеза вертикальной миграции магматических очагов лучше всего может объяснить своеобразие ассоциаций, которые мы встречаем в центральных интрузиях такого типа.

ФОРМАЦИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Формация кимберлитов, в противоположность большинству формаций описываемого ряда, хорошо индивидуализирована и по составу, и по формам залегания, и по своей тектонической позиции. Характерны: 1) ультраосновной состав с несколько повышенной щелочностью; незначительная дифференцированность кимберлитовых тел; 2) залегание в виде трубообразных тел, сложенных преимущественно вулканической брекчией; 3) структурная приуроченность к древним платформам; 4) алмазонасность кимберлитов.

Кимберлитовые тела широко распространены не только в Южной Африке, где они были первоначально установлены и описаны. В настоящее время они известны также в Центральной и Восточной Африке, в Бразилии, Индии, а за последнее время установлено их широкое распространение в пределах восточной части Сибирской платформы.

Во всех этих районах распространения кимберлитов они проявляются одинаково или же почти одинаково; меняется только их возраст. Например, кимберлиты Южной Африки — верхнемеловые, в то время как главная эпоха образования кимберлитов Сибирской платформы — триас.

Размеры трубок в поперечнике колеблются от 15 до 800 м, но встречаются и очень крупные трубки. Поперечное сечение чаще овальное, с глубиной оно постепенно уменьшается. Намечается связь трубок с дайкоподобными телами, сложенными породами близкого состава. Выполнены трубки чаще всего кимберлитом, реже меллитовым базальтом или, наконец, брекчиями, состоящими почти нацело из обломков боковых пород.

Кимберлит — это своеобразная сильно серпентинизированная и карбонатизированная ультраосновная порода. Различают несколько структурных типов кимберлитов: 1) собственно кимберлиты — ультраосновные лавы порфирированного строения, 2) кимберлитовые брекчии и 3) кимберлитовые туфы. По составу выделяются два типа кимберлитов: базальтовый и слюдяной.

Базальтовый тип является наиболее распространенным. Он обладает порфировой структурой. В качестве порфировых выделений обычны кристаллы зеленого оливина, диопсида, энстатита, флогопита и зерна граната и пльменита, которые погружены в серпентинизированную и кальцитизированную основную массу с многочисленными мелкими кристаллами перовскита, апатита, хромита и магнетита. Слюдяной тип кимберлита развит преимущественно в трещинах и дайках. Порода состоит из корродированных кристаллов измененного оливина и флогопита, погруженных в основную массу, переполненную зернами слюды, авгита, апатита, перовскита и железорудных минералов. Основная масса состоит из серпентина и кальцита, образовавшихся, по-видимому, при девитрификации стекла. Слюдяной тип отличается от базальтового меньшим содержанием магния и большим калия. Он тесно примыкает к лампрофитам и меллитовым базальтам, как это показывают химические анализы этих пород.

Кимберлиты обычно бывают переполнены обломками боковых пород, а также ультраосновных и метаморфических пород, вынесенных с большой глубины. Как известно, с кимберлитами связываются почти все коренные месторождения алмазов, но далеко не все кимберлитовые трубки алмазоносны.

В Африке большинство кимберлитов имеет верхнемеловой возраст. Тот же возраст имеют и часто встречающиеся здесь трубки, жерла и кольцевые дайки, сложенные мелилитовыми и нефелиновыми базальтами. Мелилитовый базальт представляет собой свежую породу, состоящую из коричневой стекловатой массы, в которую заключены мелкие кристаллы перовскита и магнетита, неправильные зерна авгита, огромное количество кристаллов мелилита и довольно крупные, хорошо образованные порфиновые выделения свежего оливина.

Между кимберлитами и мелилитовыми базальтами имеются переходные типы в виде кимберлитов с мелилитом и нефелином.

Кимберлиты Сибирской платформы [Бобриевич, Соболев, 1962] образуют типичные трубки с горизонтальными размерами от 20×30 до 340×1000 м, залегающие среди полого лежащих осадочных толщ платформенного чехла. Здесь различают следующие структурные типы кимберлитов: 1) туфы кристаллокластического строения с обильным пиропом; 2) грубообломочные кимберлитовые брекчии, богатые ильменитом; 3) базальтовые кимберлиты с большим количеством оливина. Все эти структурные типы кимберлитов представляют собой, по существу, только разновидности базальтовых кимберлитов, наиболее широко распространенных в Сибири и в Южной Африке. Но наряду с базальтовыми кимберлитами здесь также описан более редкий тип слюдяного кимберлита, а также разности, промежуточные по составу между слюдяным и базальтовым, отличающиеся небольшим количеством слюды.

В качестве породообразующих минералов в кимберлитах присутствуют оливин, пироп, пикроильменит, моноклинный пироксен, флогопит, перовскит, апатит, монтчеллит и алмаз. Кроме того, широко развиты постмагматические серпентин и карбонаты.

Местами наряду с трубчатыми телами широко распространены дайки кимберлитов, выполненные двумя структурными типами кимберлитов: порфировыми и брекчиевидными; в дайковых породах выделяются те же базальтовые, слюдяные и бедные флогопитом кимберлиты.

В табл. 49 приведены средние составы главных петрографических типов кимберлитов Сибири и для сравнения средний состав меймечитов и средний состав кимберлитов по Р. Дэли. Обращает на себя внимание близость составов кимберлитов и меймечитов. По сравнению со средним кимберлитом по Р. Дэли (т. е. южно-африканскими, так как в подсчет Р. Дэли вошли, естественно, главным образом кимберлиты этой области) сибирские кимберлиты отличаются меньшим содержанием калия и меньшей общей щелочностью.

Интересен состав ксенолитов, заключенных в кимберлитах в большом количестве. Среди них выделяются: 1) ксенолиты ультраосновных пород, принесенные кимберлитами с больших глубин, вероятно, из области зарождения магматического очага; 2) ксенолиты эклогитов; 3) ксенолиты кристаллических сланцев, захваченных при взрыве из архейского фундамента платформы; 4) ксенолиты траппов; 5) ксенолиты осадочных пород платформенного чехла.

Особенно интересны первые две группы. Ксенолиты ультраосновных пород представлены оливинитами, перидотитами, оливиновыми пироксенитами, часто содержащими гранат с большим содержанием пиропового

Химический состав кимберлитов [по Бобриневичу, Соболеву, 1962]

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	33,21	27,69	28,43	34,73	35,38
TiO ₂	1,46	1,99	1,47	1,62	1,11
Al ₂ O ₃	3,54	3,24	3,42	2,88	2,73
Fe ₂ O ₃	3,40	8,59	6,71	6,10	6,68
FeO	2,76	1,96	2,00	3,13	6,22
Cr ₂ O ₃	0,10	0,12	0,11	—	—
NiO	Не опр.	0,03	0,16	—	—
MnO	0,09	0,27	0,14	—	—
MgO	26,73	25,73	27,40	31,41	31,83
CaO	9,95	11,03	10,72	5,79	5,99
Na ₂ O	0,27	0,21	0,43	0,33	0,26
K ₂ O	0,36	0,10	0,20	1,17	0,14
H ₂ O	4,10	1,74	0,90	—	—
П. п. п.	12,73	8,76	11,80	9,20	8,20
CO ₂	Не опр.	8,55	5,86	—	—
F		0,11	0,19	—	—
S	0,87	0,05	0,11	—	—
BaO	Не опр.	0,02	0,13	—	—
P ₂ O ₅	0,49	0,14	0,26	3,64	0,14
Сумма . . .	100,06	100,38	100,44	100,00	98,68

Примечание. 1 — кимберлитовый туф, по 8 анализам; 2 — кимберлит брекчиевидный, по 7 анализам; 3 — кимберлит базальтового облика, по 18 анализам; 4 — средний кимберлит по Дэли; 5 — средний меймечит.

компонента и иногда флогопита. Эклогиты ксенолитов интересны в том отношении, что они, с одной стороны, близки к некоторым кристаллическим сланцам фундамента, с другой — среди них встречаются образцы, в которых наблюдается переслаивание перидотита и эклогита.

На генезис кимберлитов существуют различные взгляды. Одни исследователи считают их продуктами дифференциации трапповой магмы в глубинных магматических очагах, причем главным доводом в пользу этой гипотезы является пространственная приуроченность кимберлитов к областям развития траппов [Леонтьев, Каденский, 1957]. Другие полагают, что кимберлитовая магма возникала в самостоятельных и более глубоких магматических очагах, расположенных в пределах мантии [Бобриневич, Соболев, 1962; Павлов, Чупрынина, 1960; и др.]. Последняя точка зрения кажется более вероятной. В пользу ее говорят, с одной стороны, пространственная и тектоническая обособленность кимберлитовых трубок и областей с наиболее интенсивным трапповым вулканизмом, с другой — своеобразный состав кимберлитов (подобные породы даже в сильно дифференцированных трапповых комплексах отсутствуют) и, особенно, наличие ксенолитов ультраосновного и эклогитового состава, которые со значительной долей вероятности можно рассматривать в качестве остатков той среды, в которой зарождались очаги кимберлитовой магмы.

ФОРМАЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ИНТРУЗИЙ ЩЕЛОЧНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД С КАРБОНАТИТАМИ

Своеобразные магматические комплексы, включающие ультраосновные и щелочные породы, а также карбонатиты, издавна привлекают к себе внимание своим оригинальным составом. Они всегда считались крайне редкими и экзотичными, а следовательно, случайными образованиями. Только в последнее время устанавливаются их достаточно широкое распространение и характерная приуроченность к крупным разломам в осевой части или на флангах сводовых поднятий в пределах древних платформ и областей завершенной складчатости. Специфическая их минерализация привлекает внимание промышленности и многие из таких комплексов изучались с большой степенью детальности.

В громадном большинстве случаев магматические комплексы, принадлежащие к данному формационному типу, проявляются в виде центральных многократных интрузий с кольцевым строением, осложненным дополнительными дайками. Многие из этих интрузий, вероятно, представляют собой глубоко размытые жерла вулканов центрального типа. Описанная выше формация щелочных базальтоидных пород, возможно, представляет собой эффузивный их эквивалент, хотя и имеются существенные отличия между этими двумя формационными типами в отношении петрографического и химического состава.

Петрографический состав центральных интрузий ультраосновных и щелочных пород весьма своеобразен: в разных случаях может значительно меняться набор слагающих магматическое тело пород. Возможно, что это зависит от глубины эрозионного среза, в таком случае более эродированные тела должны быть и более сложными по составу. Ультраосновные породы в таких интрузивных комплексах представлены обычно авгитовыми (часто титан-авгитовыми) пироксенитами, реже оливинитами; с ними почти всегда ассоциируют нефелиновые породы ряда уртит — ийолит — мельтейгит, которые иными исследователями рассматриваются в качестве продуктов метасоматической нефелинизации пироксенитов. В некоторых, правда редких, случаях появляются меллитовые породы. Характерны явления метасоматической фельдшпатизации (фенигизация) и иногда нефелинизации на контактах с вмещающими гранитами или гнейсами, говорящие о большой роли процессов щелочного метасоматоза магматической стадии. Почти закономерно в интрузивных комплексах ультраосновного и щелочного состава присутствуют трубчатые тела, гнезда и жилы карбонатитов доломитового, анкеритового или кальцитового состава, с которыми, собственно, и связываются месторождения ниобия, а также редких и рассеянных элементов. Сочетания различных горных пород в конкретных магматических комплексах очень разнообразны. Можно выделить несколько типов таких ассоциаций, встречающихся чаще других, но дающих все же переходы друг к другу:

- 1) центральные интрузии с концентрическим строением, сложенные оливинитами или перидотитами и нефелин-пироксеновыми (ийолит-мельтейгитовыми) породами;

- 2) центральные интрузии с кольцевым строением, состоящие из пироксенитов и пород уртит-ийолит-мельтейгитового ряда;

- 3) существенно уртит-ийолитовые центральные интрузии.

Все эти типы содержат крупные массы карбонатитов, слагающих главным образом ядро интрузива и вмещающих, видимо, метасоматическое происхождение, хотя многие петрографы и считают их продуктами кристаллизации особой карбонатитовой магмы. В Восточной Африке встре-

чаются самостоятельные тела карбонатитов, образующие столбообразные тела и кольцевые дайки, и, таким образом, может быть выделен еще один подтип:

4) существенно карбонатитовых трубчатых тел.

Есть основания думать, что все эти центральные интрузии с обычным кольцевым строением являются субвулканическими образованиями и, возможно, в некоторых случаях или временами имели связь с дневной поверхностью, т. е. оказываются как бы корнями древних вулканов и, следовательно, образованиями, генетически родственными кимберлитовым трубкам. Такая геологическая позиция делает вполне понятной интенсивную метасоматическую переработку самих магматических пород и пород экзоконтакта, выражающуюся в биотитизации и серпентинизации оливина, эгиринизации авгита, в метасоматической нефелинизации пироксенов, фельдшпатизации и нефелинизации вмещающих гранитов, массовой карбонатизации ультраосновных и щелочных пород с образованием различных карбонатитов и т. д.

По своим геохимическим особенностям комплексы ультраосновных и щелочных пород в общем близки к эффузивным щелочно-базальтоидным. В них также отмечаются обычное преобладание натрия над калием, высокое содержание титана, железа и кальция. Характерно также постоянное присутствие примесей ниобия и некоторых редких элементов. В некоторых случаях существенно ультраосновные центральные интрузии оказываются платиноносными.

Одним из наиболее интересных и ярких примеров формирования ультраосновных и щелочных пород является интрузивная фация частично описанного выше (в эффузивной его части) Маймеча-Котуйского комплекса. В этом районе, по данным Е. Л. Бутаковой и А. С. Егорова [1962] кроме широко развитых (на площади около 1500 км²) лав щелочно-базальтоидного состава обнаружено 15 интрузивных тел ультраосновного и щелочного состава, из которых только одно, но зато самое крупное (Гулинское) залегает в толще щелочных эффузивов, отчетливо прорывая последние, остальные же расположены в поле развития горизонтально лежащих осадочных, главным образом карбонатных, толщ верхнего докембрия и нижнего палеозоя.

Размеры отдельных интрузивных тел очень разнообразны и меняются от 500 км² (Гулинская) до нескольких десятков квадратных километров (Одихинча, Маган, Бор-Урях и Кугда), нескольких километров и меньше.

Обращает на себя внимание большое разнообразие петрографического состава отдельных интрузивов. Например, интрузивное тело Бор-Урях (18,5 км²) почти целиком сложено оливинитами. Гулинская интрузия (500 км²), естественно, обладает и наиболее пестрым составом, но все же в ее сложении преобладают, с одной стороны, дуниты и перидотиты, а с другой — меланократовые нефелиновые долериты, анкаратриты, анкаратрит-шикриты, хатангиты. Интрузия Кугда (16 км²) сложена оливинитами и щелочными сиенитами, занимающими почти равные площади, при совершенно подчиненном значении нефелиновых перидотитов, оливинитов и щелочных пород, богатых мелилитом. Большинство же остальных интрузивных тел — Маган (42 км²), Одихинча (56 км²), Немакит (5 км²) и все мелкие тела сложены в основном нефелин-пироксеновыми породами ийолит-мельтейгит-якупирангитового состава, из которых многие образованы в результате метасоматической нефелинизации и эгиринизации авгитовых пироксенитов.

Ультраосновные породы во всех массивах представлены пироксенитами и оливинитами, кроме Гулинского, сложенного существенно дунитом

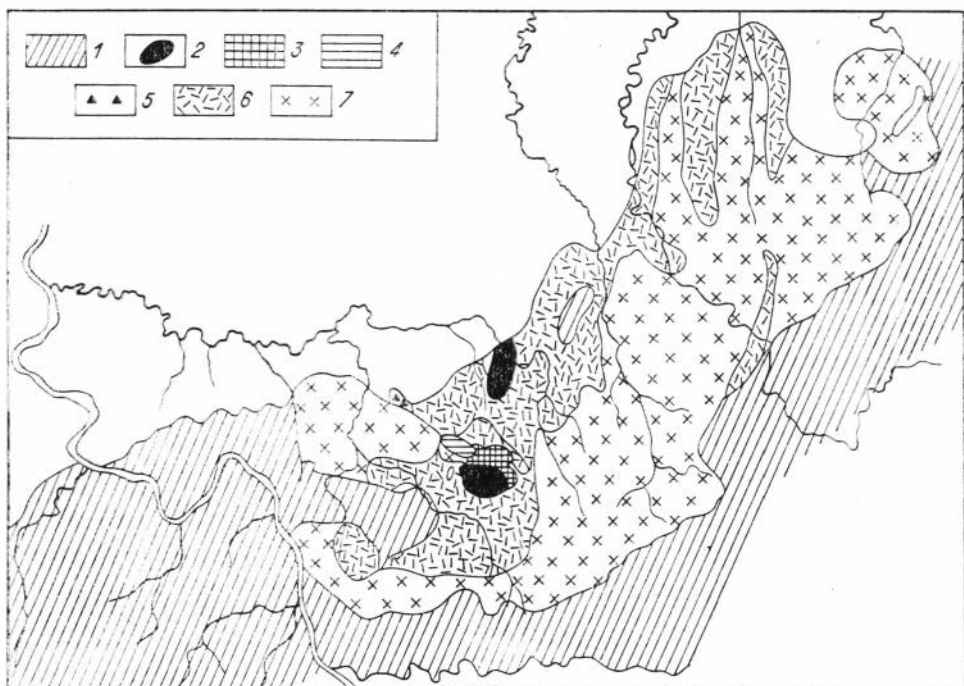


Рис. 68. Схема строения Гулинской сложной интрузии [по Бутаковой, Егорову, 1962].

1 — толща основных, щелочных и ультраосновных эффузивов предположительно верхнепермского и нижнетриасового возраста; 2—7 — породы сложной интрузии предположительно триасового возраста: 2 — карбонатиты, 3 — метасоматические флогопитовые породы, 4 — гибридно-метасоматические породы биотит-нефелин-пироксенового состава и ийолитмельтейгиты, 5 — мельтейгиты, шонкуниты, малиниты и другие меланократовые щелочные породы, 6 — меланократовые нефелиновые долериты, анкаратриты, анкаратритпикриты, хатангиты, 7 — дуниты и перидотиты.

тами и авгитовыми перидотитами. Среди щелочных пород доминируют породы ийолит-мельтейгитового ряда, меланократовые нефелиновые долериты, анкаратриты, анкаратрит-пикриты, иногда встречаются меланократовые породы с мелилитом. Во многих интрузиях обнаружены породы, богатые мелилитом, а также весьма характерные кальцитовые, кальцит-доломитовые и доломитовые карбонатиты. Во всех без исключения массивах (несмотря на выпадение того или иного звена) выдерживается единая общая последовательность образования пород. Интрузивный процесс всегда начинается с внедрения ультраосновной магмы (сначала дунитовой, затем перидотитовой и, наконец, пироксенитовой). Затем образуются породы щелочно-ультраосновного и щелочного состава, в том числе породы, богатые мелилитом. Позже идет образование щелочных пород, сначала бесполевошпатовых, а затем нефелиновых и щелочных сиенитов. Карбонатиты относятся к наиболее поздним образованиям.

Гулинский массив является самым большим в провинции, причем большая его часть скрывается под четвертичными отложениями (рис. 68). Описанные выше щелочные эффузивы развиты на сравнительно небольшой площади вокруг Гулинского плутона. Вся эта ассоциация производит впечатление крупного центрального вулканоплутона, состоящего из ранних излияний основных, щелочно-базальтоидных и ультраосновных лав, и более поздних субвулканических интрузий меняющегося состава, образовавших крупный многофазный плутон. В процессе его становления выделяют семь или восемь последовательных фаз внедрения, образовавших простые интрузии: 1) дунитов и перидотитов; 2) рудных пироксени-

тов и перидотитов; 3) субщелочных ультраосновных пород (биотит-пироксеновых перидотитов, пироксен-мелилитовых перидотитов и др.); 4) щелочных меланократовых пород (мельтейгитов, якупирангитов, малиньитов и шонкинитов); 5) щелочных и щелочно-ультраосновных пород (меланократовых нефелиновых долеритов, анкаратритов, анкаратрит-пикритов); 6) ийолит-мельтейгитов; 7) нефелиновых и щелочных сиенитов. Фаза образования ийолит-мельтейгитов сопровождалась интенсивным метасоматозом, вызвавшим нефелинизацию и эгиринизацию пород ранних интэкций. По-видимому, после перечисленных интрузивных фаз образовались карбонатиты.

Интрузия Бор-Урях расположена в 100 км южнее Гулинского массива в поле развития горизонтально лежащих карбонатных пород нижнего кембрия; около интрузивного тела осадочная толща приподнята и из-под кембрия выступают синийские отложения.

Почти вся интрузия сложена оливинитами, среди которых залегают метасоматические жилы слюдитов, а также дайки и линзообразные тела ийолит-мельтейгитов, щелочных сиенитов и карбонатитов. В 1,5 км к юго-востоку от интрузии Бор-Урях расположен небольшой шток, сложенный ийолит-мельтейгитами, содержащими некрупные ксенолиты оливинитов.

Интрузия Одихинча имеет форму штока и отличается грубоконцентрическим строением. Вмещающие породы — доломиты среднекембрийского возраста — около интрузии приподняты и падают в стороны от контакта под углами 65—70°. Во вмещающих породах залегает множество силлов и даек долеритов, габбро-долеритов и меланократовых нефелинитов, которые возле контакта с интрузией дислоцированы вместе с вмещающими породами. Интрузия Одихинча сложена в основном ийолит-мельтейгитами, в которых сохранились крупные ксенолиты оливинитов и пироксенитов, в том числе с мелилитом. Эти породы пересечены жилами нефелин-пироксеновых пород, щелочных и нефелиновых сиенитов.

Средние химические составы главных типов пород Гулинской интрузии показаны в табл. 50, а их графическое изображение на рис. 69. При сопоставлении химизма пород Гулинской интрузии и эффузивной серии щелочно-базальтоидных лав (извергавшихся, вероятно, тем же вулканом, в корневой части которого позже был сформирован Гулинский интрузив) обнаруживается существенное различие между теми и другими породами. Оно выражается прежде всего в значительно более высокой железистости и щелочности интрузивных пород, которые характеризуются и очень низким, нулевым или отрицательным значением характеристики s . Одинаковым химизмом в эффузивной и интрузивной сериях пород обладают, по существу, только дуниты и меймечиты, что вполне естественно. Эти отличия в химическом составе, конечно, определяют способом их образования. Если вся серия эффузивов Маймеча-Котуйской провинции представляет собой нормально магматические породы, то щелочные породы Гулинской интрузии, скорее всего, являются продуктами интенсивного щелочного и железного метасоматоза.

Карело-Кольская провинция развития центральных интрузий ультраосновных и щелочных пород [Волотовская, 1960; Воробьева, 1960] за последние годы детально изучена в связи с обнаружением в ней ряда месторождений титаномagnetита. Все массивы приурочиваются к крупным разломам, ограничивающим прогибы в архейском кристаллическом фундаменте, и группируются вдоль трех параллельных поясов. Возраст интрузий — средне- или верхнепалеозойский.

Южный Кандалакшский пояс составляют: 1) многофазный жильный комплекс Турьего полуострова, сложенный нефелиновыми пироксенитами,

Средний химический состав Гулинской интрузии [по Шейнману и др., 1961]

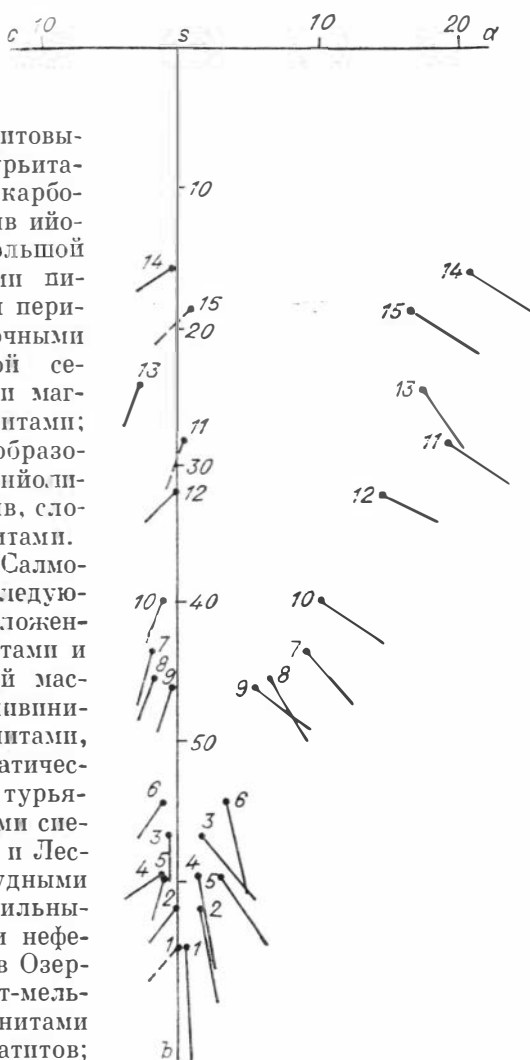
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	38,15	40,51	40,90	38,53	39,82	39,49	40,79	37,81
TiO ₂	0,61	1,10	2,46	1,47	3,22	3,49	4,59	8,29
Al ₂ O ₃	0,73	0,93	3,50	3,38	5,01	10,05	8,00	4,94
Fe ₂ O ₃	7,52	6,60	8,55	7,00	6,81	7,27	6,23	10,68
FeO	8,33	8,88	10,28	8,74	8,89	6,86	9,65	8,10
MnO	0,21	0,20	0,12	0,19	0,18	0,18	0,17	0,23
MgO	39,43	32,15	14,67	28,94	23,57	10,49	12,86	8,10
CaO	1,80	7,75	18,62	7,57	8,80	14,19	12,04	15,79
Na ₂ O	0,32	0,29	0,49	0,37	1,14	3,52	2,39	1,75
K ₂ O	0,47	0,39	0,02	0,80	1,24	1,45	1,45	1,58
P ₂ O ₅	0,05	0,10	0,13	0,28	0,39	0,36	0,42	0,71
Cr ₂ O ₃	0,59	0,23	0,21	0,19	0,27	—	0,06	—
П. п. п.	—	—	—	Ок. 2 %	—	2,33	—	1,78
С у м м а . . .	98,21	99,13	99,95	99,46	99,34	99,68	99,65	99,76

Окончание табл. 50

Компонент	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	41,96	44,69	44,00	44,92	52,89	57,68	36,40
TiO ₂	4,27	2,47	5,36	2,46	0,64	0,92	2,11
Al ₂ O ₃	9,60	14,85	11,40	17,14	16,20	12,72	4,52
Fe ₂ O ₃	7,98	5,04	9,32	5,06	4,60	4,10	4,74
FeO	5,23	5,32	5,97	6,20	1,64	2,20	6,47
MnO	0,26	0,23	0,29	0,10	0,10	0,16	0,10
MgO	7,07	4,88	4,06	3,49	2,19	3,23	20,88
CaO	15,65	9,60	10,47	7,80	5,51	7,63	21,15
Na ₂ O	3,47	7,18	3,39	5,27	3,61	3,88	1,37
K ₂ O	2,33	3,33	5,40	3,55	9,01	6,69	0,49
P ₂ O ₅	1,26	0,87	0,55	0,65	0,52	0,53	0,16
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,94	1,67	—	4,19	3,03	—	—
С у м м а . . .	100,02	100,13	100,21	100,83	99,94	99,74	98,39

Примечание. 1 — дунит, по 4 анализам; 2 — перидотит, по 3 анализам; 3 — пироксенит рудный, по 4 анализам; 4 — биотит-авгитовый перидотит, по 4 анализам; 5 — хатангит-пироксенит, по 6 анализам; 6 — нефелиновый долерит, по 2 анализам; 7 — хатангит, по 7 анализам; 8 — мельтейгит-якупирангит, по 2 анализам; 9 — малинбит; 10 — ийолит, по 6 анализам; 11 — шонкит, по 5 анализам; 12 — малинбит; 13 — нефелиновый сиенит, по 3 анализам; 14 — щелочной сиенит, по 5 анализам; 15 — пироксен-мелилитовый перидотит.

Рис. 69. Диаграмма химических составов пород Гулинской интрузии.



ийолитами, щелочными и меллиитовыми базальтами, турьяитами, турьитами, нефелиновыми спенитами и карбонатитами; 2) Ковдозерский массив ийолит-мельтейгитов; 3) массив Большой Vuoriaarvi, сложенный рудными пироксенитами с подчиненными им перидотитами и оливинитами, щелочными породами ийолит-мельтейгитовой серии, апатит-кальцит-оливиновыми магнетитовыми рудами и карбонатитами; 4) массив Малый Vuoriaarvi, образованный карбонатизированными ийолитами; 5) Саланлатвинский массив, сложенный ийолитами и карбонатитами.

Центральному Ковдорско-Салмогорскому поясу принадлежат следующие тела: 1) Песочный массив, сложенный перидотитами, ийолит-уртитам и карбонатитами; 2) Салмогорский массив, образованный рудными оливинитами, перидотитами, пироксенитами, ийолит-мельтейгитами, метасоматическими меллиитовыми породами, турьяитами и жильными нефелиновыми спенитами; 3) массивы Африканды и Лесная Варака, представленные рудными оливинитами, пироксенитами, жильными пегматоидными ийолитами и нефелиновыми пегматитами; 4) массив Озерная Варака, сложенный ийолит-мельтейгитами, щелочными пироксенитами и маломощными жилами карбонатитов; 5) Большой Ковдорский массив, образованный оливинитами, перидотитами, пироксенитами, щелочными породами (якупирангиты, ийолит-мельтейгиты), турьяитами, апатит-кальцит-оливиновыми магнетитовыми рудами и карбонатитами.

В Северном поясе известны только два тела: 1) Эгириновы наволоч, состоящий из ийолитов и нефелиновых сиенитов, и 2) Себляярвский массив, сложенный рудными пироксенитами с подчиненными им перидотитами и оливинитами, жильными ийолитами, апатит-оливин-магнетитовыми рудами и карбонатитами.

Во всех этих массивах более или менее широко развиты постмагматические биотитовые, флогопитовые, серпентиновые, диопсид-кальцитовые породы. Некоторые исследователи [Бородин, 1957, 1961] считают, что нефелин-пироксеновые породы ийолит-мельтейгитового состава также являются продуктами метасоматической нефелинизации и эгиринизации пироксенитов.

Большинство изученных массивов имеет штокообразную или коническую форму и концентрически зональное строение, обусловленное на-

lichem вложенных одно в другое воронкообразных тел. Центральные части тела в одних случаях сложены ультраосновными, а краевые зоны — щелочными породами; в других же, наоборот, ультраосновные породы приурочены к краевой зоне, в то время как ийолит-мельтейгиты — к центральной части интрузивных тел. Карбонатиты и магнетитовые руды образуют в них жиликообразные тела, а в двух массивах карбонатиты составляют центральное ядро, окруженное гипербазиитами и ийолитами. Все интрузивные тела являются многофазными.

Устанавливается следующий порядок образования главных типов пород: 1) ультраосновные породы (оливиниты, перидотиты, пироксениты); 2) щелочные породы ийолит-мельтейгитовой серии; 3) турьяиты; 4) магнетитовые руды различного состава; 5) карбонатиты.

Примером щелочных ультраосновных интрузий, характеризующихся ассоциацией пироксенитов с нефелин-пироксеновыми породами ийолит-уртитового типа, но без карбонатитов, могут служить некоторые **плутоны Восточной Тувы**, размещенные среди карбонатных пород верхнего протерозоя, образующих Сангиленский выступ докембрийского фундамента внутри каледонской складчатой структуры. Например, Дахунурская интрузия [Кононова, 1957] сложена пироксенитами и более поздними урритами и ийолит-урритами. На контактах пироксенитов и щелочных пород проявляются интенсивные процессы метасоматической нефелинизации и эгиринизации с образованием пород мельтейгитового состава. На контактах с мраморами в ийолитах также возрастает содержание титанистого ферроавгита, появляется кальцит и исчезает нефелин, а в мраморах экзоконтакта развивается значительное количество нефелина, натрового авгит-геденбергита и апатита.

Классический район **Фена** в Норвегии [Хольтедаль, 1957] дает пример щелочных интрузий с массовым развитием карбонатитов. Большая часть интрузивного тела сложена карбонатитами, среди которых еще В. Брёггером были выделены сёвиты — кальцитовые породы со значительной примесью эгирин-диопсида или биотита, а также раухаугиты — анкеритовые породы с биотитом и хлоритом. Эти породы содержат примесь ниобиевых минералов — коллинита и колумбита, имеющих промышленное значение. В северо-восточной части интрузии карбонатные породы обогащены гематитом и магнетитом (красные породы). В западной части интрузии развиты кристаллические породы с изменчивым содержанием кальцита, пироксена, нефелина и иногда полевых шпатов. Здесь же развиты чисто силикатные породы уртит-ийолит-мельтейгит-якупирангитового ряда. Близкая к мельтейгит-якупирангитам порода (состоящая из пироксена, роговой обманки и биотита, бедная нефелином) описана здесь под названием «вибетоит». Среди этих силикатных пород в виде штоков и даек залегают дамкверниты — породы, родственные кимберлитам и альнётитам и состоящие из пироксена, роговой обманки, биотита, нефелина, кальцита и калиевых полевых шпатов. Штокообразное интрузивное тело залегает среди гранитогнейсов, которые в контакте сильно метасоматизированы с образованием сиенитовидной породы (фенита), состоящей из щелочного полевого шпата и эгиринита или щелочной роговой обманки.

Своеобразным является **трубообразное тело карбонатитов на острове Альнё (Швеция)**, сопровождающееся нефелиновыми сиенитами и в различной степени нефелинизированными породами. В центре расположено тело из кальцитового карбонатита — сёвита. Оно окружено нефелинсодержащими щелочными породами, лейкократовыми и меланократовыми, содержащими пироксен и мелилит. Вмещающие гнейсы фенитизированы. Регион пересекается кольцевыми дайками пород двух типов — каль-

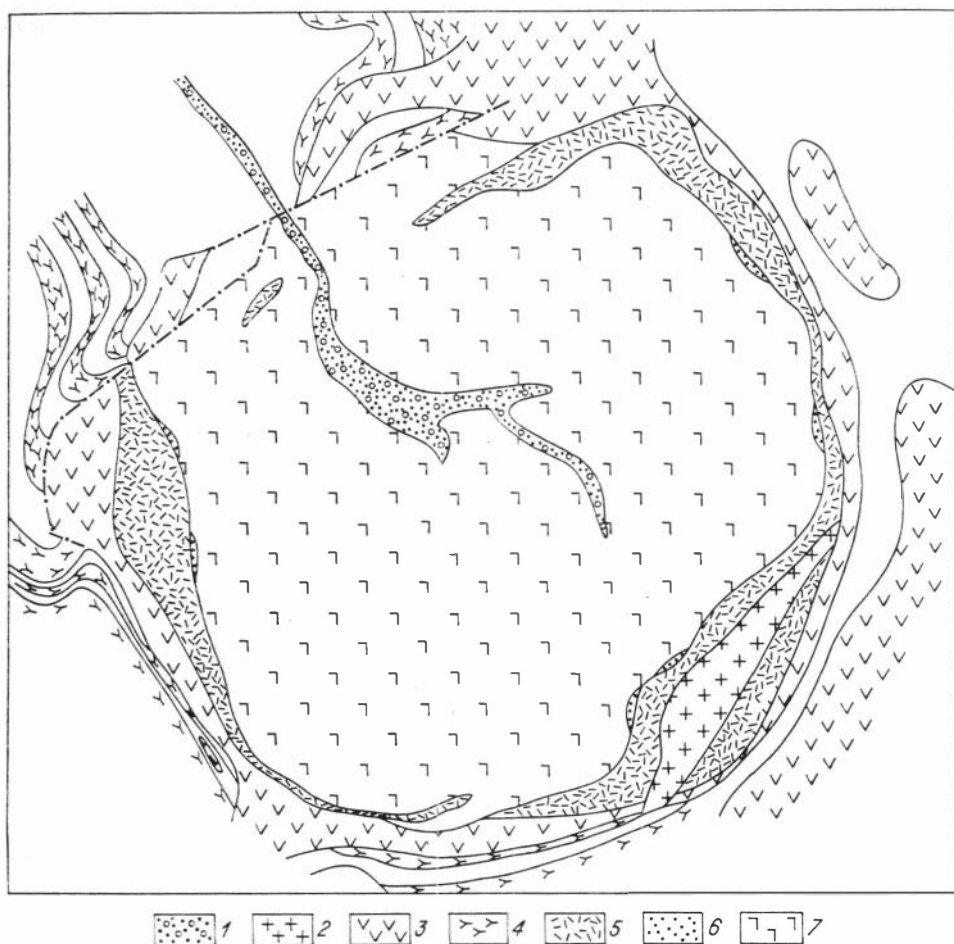


Рис. 70. Геологическая карта Инаглинского массива [по Рожкову и др., 1962].

1 — четвертичные отложения; 2 — пуласкиты; 3 — авгитовые, роговообманковые и другие сиепитпорфиры лакнолитов, даек; 4 — роговообманковые и олигоклазовые порфиры пластовых интрузий; 5 — щелочные габброидные породы (шонкиниты, малиниты, ийолиты и мельтейгиты); 6 — перидотиты; 7 — дуниты.

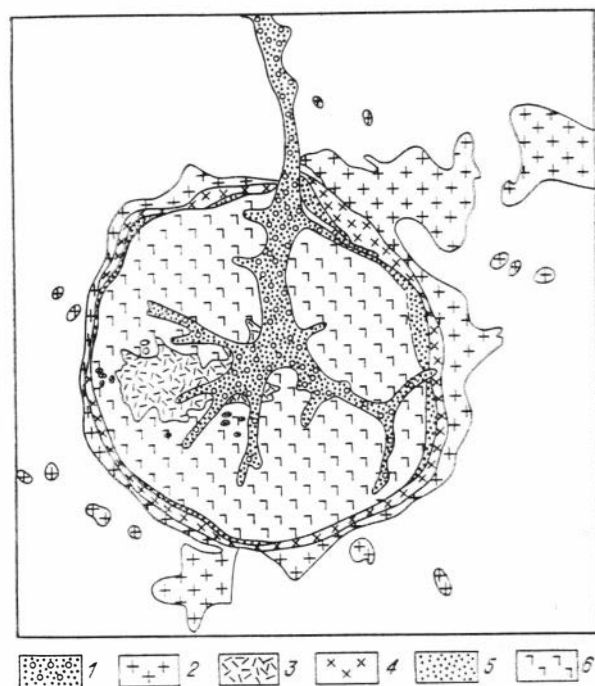
цитового карбонатита (альвикит) и доломитового карбонатита (бифорсит). Карбонатиты считаются здесь магматическими породами, в то время как нефелиновые породы — продуктами метасоматической фенитизации (фельдшпатизации) и нефелинизации гнейсов [по Барту, 1956].

Описанные примеры показывают, что тип центральных интрузий ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами, в общем, является весьма определенным и однородным в главнейших своих проявлениях. Но известны и аномальные ассоциации, уклоняющиеся от данного типа или вообще к нему не принадлежащие. Они, однако, заслуживают хотя бы краткого описания, поскольку наличие их позволяет по-новому рассматривать вопрос о происхождении центральных интрузий ультраосновных пород вообще.

В пределах так называемой Алданской провинции известно шесть интрузивных тел, сложенных в основном ультраосновными породами и ассоциирующими с ними щелочными, субщелочными и нормальными щелочно-земельными породами. Своеобразие этой провинции заключается

в том, что, судя по ряду наблюдений [Рожков и др., 1962], образование ультраосновных центральных интрузий во времени значительно оторвано от образования щелочных и щелочно-земельных пород; обычно слагающих внешние зоны кольцевых интрузий. Центральные интрузии гипербазитов имеют докембрийский возраст, в то время как щелочные и щелочно-земельные породы являются, скорее всего, мезозойскими. Кроме того, несколько необычен и петрографический состав интрузий, а также то, что ультраосновные породы оказались здесь хромитоносными и апатитоносными.

Инаглинский массив по своему составу близок классическому типу ультраосновных и щелочных центральных интрузий. Он располагается в западной части щита в толще кристаллических сланцев архея. Последние вместе с заключенным в них ультраосновным массивом несогласно перекрыты нижнекембрийскими доломитами, залегающими горизонтально. Послеюрские сиенит-порфиры образуют пластовые тела в доломитах, а также принимают участие в строении кольцевой интрузии. Массив имеет в плане форму овала диаметром 5 км. Сложен он преимущественно дунитами; в его периферии размещены небольшие зоны верлитов и кольцевая интрузия, состоящая из шонкинитов, малиньитов, ийолитов и мельтейгитов (рис. 70). Тело ультраосновных и щелочных пород почти со всех сторон окружено различными сиенит-порфирами, залегающими в виде пластовых тел в нижнекембрийских доломитах; в непосредственной же близости к массиву сиенит-порфиры залегают в виде кольцевой интрузии. Отдельные штокообразные тела пуласкитов секут сиенит-порфиры, ультраосновные и ийолит-мельтейгитовые породы. Пуласкиты сопровождаются жильными эгириновыми спенитами, граносиенит-аплитами, щелочными сиенит-пегматитами. Щелочные габброиды (шонкиниты, малиньиты, ийолиты, мельтейгиты), по мнению П. С. Рожкова и др. [1962], по условиям своего залегания аналогичны послеюрским интрузиям Центрально-Алданского района и вполне сопоставимы с ними по возрасту [Билибин, 1941].



Кондерский массив находится в восточной части Алданского щита в бассейне р. Май. Вмещающими породами служат кристаллические сланцы архея и метаморфическая толща протерозоя, а также синийские песчаники, алевролиты и аргиллиты, образующие куполообразную структуру, в центре

Кондерский массив находится в восточной части Алданского щита в бассейне р. Май. Вмещающими породами служат кристаллические сланцы архея и метаморфическая толща протерозоя, а также синийские песчаники, алевролиты и аргиллиты, образующие куполообразную структуру, в центре

Рис. 71. Геологическая карта Кондерского массива [по Рожкову и др., 1962].

1 — четвертичные отложения; 2 — диориты; 3 — биотит-пироксеновые породы (ослюденные пироксениты); 4 — пироксениты; 5 — перидотиты; 6 — дуниты.

которой расположено интрузивное тело с кольцевым строением. Центральная его часть сложена дунитами, окруженными серией кольцевых интрузий перидотитов, пироксенитов и диоритов. От кольцевой интрузии диоритов во вмещающие породы отходят многочисленные ответвления. Кроме того, широко распространены и самостоятельные тела, имеющие состав сиенит-диоритов и сиенитов. На контакте пироксенитов с диоритами имеется хорошо развитая зона контактово-реакционных пород (рис. 71).

Возраст Кондерского массива определяется как послесинийский. Относительно верхней возрастной границы имеются различные точки зрения. Но И. С. Рожков и др. [1962], по аналогии с Инаглинским массивом, считают ультраосновной комплекс докембрийским, что же касается ассоциирующих с ним диоритов, монцонитов, сиенитов и жильных пород, то они, по мнению этих исследователей, возможно, действительно принадлежат к комплексу мезозойских магматических пород Алданского щита.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ИНТРУЗИЙ ЩЕЛОЧНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД С КАРБОНАТИТАМИ

При обсуждении вопроса о происхождении описанного формационного типа должны быть прежде всего приняты во внимание следующие его характерные особенности:

- 1) постоянное присутствие ультраосновных пород — оливинитов, дунитов, верлитов, авгитовых пироксенитов, магматическое происхождение которых несомненно;
- 2) присутствие карбонатитов;
- 3) постоянное присутствие пироксен-нефелиновых пород ряда уртит — ийолит — мельтейгит;
- 4) широкое развитие аутометасоматических или постмагматических преобразований в виде биотитизации, флогопитизации и серпентинизации (оливина), эгиринизации (авгита), нефелинизации (пироксенитов и других пород), карбонатизации (различных ранних пород);
- 5) сонахождение в составе единого (например, маймеча-котуйского) магматического комплекса центральных интрузий ультраосновных и щелочных пород и эффузивных серий щелочно-базальтоидного состава.

Субстратом, в котором рождаются магмы ультраосновного и ультращелочного состава, видимо, может быть только вещество мантии, причем в процессах магмообразования особенно большую роль должны играть потоки сквозьмагматических растворов, несущих щелочи, титан, фосфор, редкие элементы, углекислоту и другие легкоплавкие компоненты. Судя по составу последовательных излияний и интрузий в Маймеча-Котуйской провинции, процесс начинается с выборочного плавления и образования магм щелочно-базальтоидного состава; затем появляются значительные массы ультраосновной магмы меймечитов, дунитов и пироксенитов; более же поздние процессы, вероятно, связаны со щелочными остаточными расплавами и растворами, которыми обусловлены процессы метасоматической биотитизации, флогопитизации, нефелинизации, карбонатизации и т. д. Таким образом, роль легких продуктов дегазации вещества мантии, как всегда, двоякая. С одной стороны, они, являясь плавнями, обуславливают сам процесс образования магмы (даже ультраосновного состава) при относительно невысоких температурах, с другой стороны, выделяясь из магмы (вследствие снижения давления при ее поднятии или вследствие повышения концентрации при кристаллизации), они вызывают интенсивные аутометасоматические преобразования собственно магмати-

ческих пород в магматическую и постмагматическую стадии их существования.

Предметом дискуссии в настоящее время является вопрос о генезисе карбонатитов и нефелин-пироксеновых пород ийолит-мельтейгитового ряда.

В Советском Союзе сейчас, по-видимому, нет защитников магматического генезиса карбонатитов, но за границей такая гипотеза пользуется популярностью: имеются [Wyllie, Tuttle, 1960] и экспериментальные данные, доказывающие возможность существования карбонатного расплава при относительно низких давлениях и температурах. Большие споры вызвала проблема генезиса ийолит-мельтейгитовых пород, являющихся неперменной составной частью центральных интрузий ультраосновного и щелочного состава. В настоящее время защитников чисто магматического происхождения ийолит-мельтейгитовой серии в интрузиях ультраосновных и щелочных пород остается мало. Большинство исследователей признает, что эти породы возникают в больших количествах в результате процессов метасоматической нефелинизации авгитовых пироксенитов; одновременно всегда идет и другой процесс — эгиринизация авгита с преобразованием последнего в эгирин-авгит и эгирин. И вот, если встать на эту точку зрения, оказывается, что собственно магматическими породами в описываемом типе центральных интрузий являются, вообще говоря, только дуниты — оливиниты, перидотиты и пироксениты. Все же остальные породы необычайно пестрого состава, скорее всего, представляют собой (не считая дайковых пород) продукты щелочного постмагматического метасоматоза, выражающегося в фельдшпатизации вмещающих гранитов и гнейсов (если они есть), нефелинизации гранитоидных пород и пироксенитов, эгиринизации авгитов, биотитизации и флогопитизации оливиновых пород; эти процессы могут сопровождаться серпентинизацией оливина и массовой карбонатизацией всех магнезиальных, железистых и кальциевых силикатов с образованием карбонатитов.

ФОРМАЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ИНТРУЗИЙ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

Этот формационный тип редок, но достаточно хорошо индивидуализирован. Характерны его приуроченность к жестким структурам древних или молодых платформ и залегание в виде центральных многократных интрузий с кольцевым строением, являющихся субвулканами. В некоторых случаях сохраняются и остатки наземных вулканических аппаратов в виде лав, обычно щелочно-базальтоидного состава. Интрузии данного формационного типа сложены разнообразными типами щелочных пород, обычно значительно пересыщенных щелочами, имеющих высокое содержание нефелина и агпаитовую петрохимическую характеристику. Наиболее распространены нефелиновые сиениты, получающие часто особые названия — хибиниты, фойяиты, луявриты, ричесорриты — по особенностям своей минералогии, а иногда структуры. Но наряду с ними встречаются бесполовшатовые породы уртит-ийолит-мельтейгитового ряда, а в дайковой свите нередко обнаруживаются щелочные лампрофиты и щелочные базальтоиды. Многие из этих пород обладают прекрасно выраженными планпараллельными структурами или первичной расслоенностью (псевдостратификация), позволяющими восстановить прототектонику и последовательность образования интрузивного комплекса. Нефелиновые сиениты кроме своего агпаитового характера отличаются повышенным содержанием Nb(Ta), Zr(Hf), TR, которые входят в состав

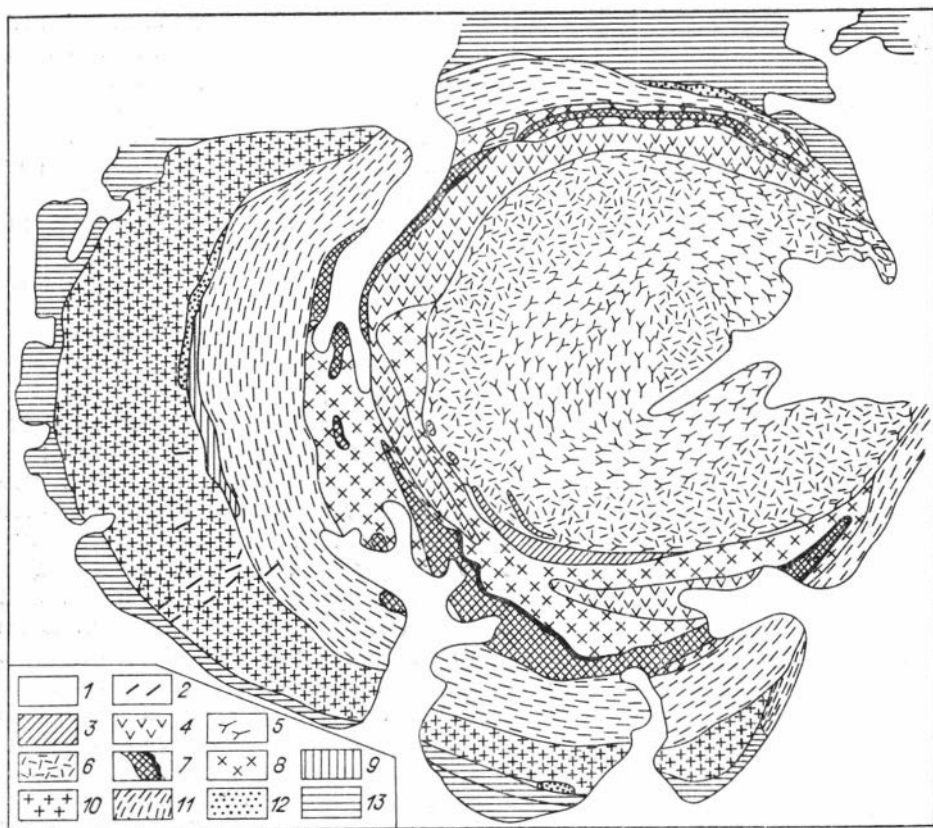


Рис. 72. Хибинский плутон щелочных пород [по Елисееву и др., 1937].

1 — четвертичные отложения; 2 — молодые жильные породы; 3 — мелкозернистые сподяно-эпирингогонообманковые сиениты; 4 — среднезернистые эпиринговые нефелиновые сиениты; 5 — трахитоидные фойиты; 6 — массивные фойиты; 7 — пйолитуртиты, малиниты, лулариты; 8 — пойкилитовые нефелиновые сиениты; 9 — щелочные сиенит-порфиры; 10 — трахитоидные нефелиновые сиениты; 11 — массивные нефелиновые сиениты; 12 — щелочные нефелиновые сиениты; 13 — вмещающие породы.

своеобразных порообразующих минералов, представленных сложными цирконосиликатами, титаносиликатами, ниоботанталатами (эвдиалит, эвколит, астрофиллит и т. д.). Последние иногда концентрируются в пегматитовых жилах и могут тогда представлять промышленный интерес. Но значительно более интересны для промышленности в настоящее время сами нефелиновые породы в качестве сырья для получения глинозема, алюминия, соды и т. д. Уникальным является крупнейшее апатитовое месторождение, заключенное в Хибинском вулканоплутоне.

Центральные интрузии агпаитовых нефелиновых сиенитов редки. Наиболее известны они в пределах Балтийского щита (Хибинский и Ловозерский плутон на Кольском полуострове, плутон Норра-Кёрр в Швеции) и в Африке. Возможно, что к этому же типу принадлежат Татарский массив в Енисейском крае и недавно открытые плутон нефелиновых сиенитов (Сынны и др.) в Северном Прибайкалье.

Прототипом данного формационного типа могут служить известные и много раз описанные **Хибинский и Ловозерский плутон**, сложенные целиком разнообразными нефелиновыми сиенитами и частью нефелиповыми бесполовошпатовыми породами. Они представляют собой многократные плутон с кольцевым в плане строением (рис. 72), залегающие

среди гнейсов архея и протерозоя (?); интрузии нефелиновых сиенитов предшествовали щелочные эффузивы девона, среди которых есть фонолиты — эффузивные аналоги нефелиновых сиенитов [Елисеев и др., 1938; Атаманов и др., 1961]. Возраст Хибинского субвулкана, определенный К—Аг методом, 290 млн. лет, Ловозерского — 260 млн. лет.

По Н. А. Елисееву и др. [1937], в составе Хибинского плутона выделяются следующие комплексы пород, начиная с более древних:

1) щелочные сиениты, мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты;

2) массивные хибиниты и связанные с ними жильные нефелиновые сиениты и пегматиты;

3) трахитоидные хибиниты с их жильной фацией;

4) рисчорриты (пойкилитовые нефелиновые сиениты);

5) ийолит-уртиты, малиниты и луавриты;

6) массивные и трахитоидные фойяиты, мелкозернистые и среднезернистые слюдяно-эгирин-роговообманковые нефелиновые сиениты;

7) жильный комплекс, представленный дайками тингуанитов, мончикитов, шонкинитов, нефелиновых и лейцитовых базальтов, тералитов.

Все эти породы отличаются друг от друга рядом особенностей минерального состава и структуры. В общем же, исключая последний комплекс, они характеризуются наличием эгирина и эгирин-авгита, энигматита, щелочных амфиболов, эвдиалита и астрофиллита, сфена. В качестве продуктов постмагматического автометасоматоза иногда отмечается широкое развитие альбита и канкринита. Наиболее юный жильный комплекс характеризуется присутствием титанистого авгита и нозеана.

В пределах узкой экзоконтактной зоны отчетливо устанавливается метасоматическая фенитизация (замещение щелочным полевым шпатом, эгирином, иногда нефелином) гнейсовой толщи архея.

Более поздние исследования несколько уточняют эту схему. Например, Ю. С. Слепнев [1960] указывает, что образование рисчорритов и мелкозернистых эгирин-роговообманковых нефелиновых сиенитов произошло позже кристаллизации фойяитов, но это мало меняет общую картину, нарисованную Н. А. Елисеевым.

Ловозерский плутон также изучался многими исследователями и неоднократно описывался с большой детальностью [Елисеев, Федоров, 1953; Власов и др., 1959]. В строении Ловозерского плутона выделяются следующие четыре комплекса щелочных пород [Атаманов и др., 1961]:

1) комплекс пойкилитовых нефелиновых сиенитов (первая интрузивная фаза);

2) комплекс стратифицированных пород (вторая фаза), состоящий из луавритов, фойяитов, ювитов, а также ийолит-уртитов, уртитов;

3) эвдиалитовый комплекс пород (третья фаза), представлен в основном эвдиалитовыми луавритами с подчиненным количеством эвдиалитовых фойяитов, порфиридовидных ловозерит-мурманит-ломоносовитовых, лампрофиллитовых, эвдиалитовых и переходных между ними разновидностей луавритов, а также амфибол-сфен-апатитовых пород;

4) комплекс жильных пород, представленных щелочными лампрофирами различного состава.

Схема строения Ловозерского плутона, показывающая взаимоотношения этих комплексов и общий характер плутона, изображена на рис. 73.

Последние исследования также показали, что вокруг Ловозерского массива развита широкая (до 400 м и более) оторочка пород, образованных в результате щелочного метасоматоза (фельдшпатизации и нефелинизации) гнейсов с образованием фенитов и нефелиновых сиенитов.

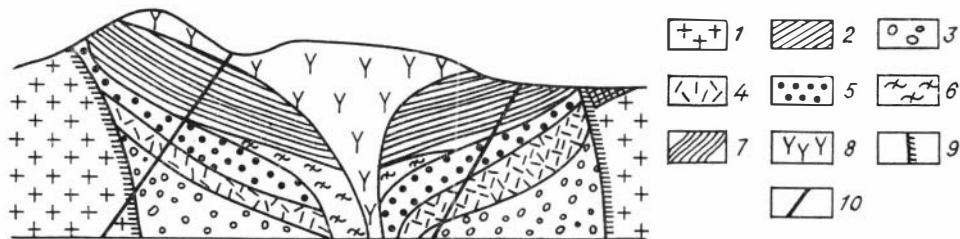


Рис. 73. Схема структуры Ловозерского массива [по Атаманову и др., 1961].

1 — архейско-протерозойские образования; 2 — эффузивно-осадочные образования; 3 — комплекс пород, аналогичных хибинитам Хибинских гор; 4 — комплекс пород, аналогичных пйолитуритам Хибинских гор; 5 — комплекс пойкилитовых нефелиновых сиенитов, аналогичных рисчорритам Хибинских гор; 6 — нижняя фойнитовая часть стратифицированного комплекса, аналогичная фойнитовому ядру Хибинских гор; 7 — верхняя часть стратифицированного комплекса; 8 — эвдиалитовые комплексы; 9 — зона контактовоизмененных пород; 10 — дайковый комплекс.

Татарский щелочной массив в Енисейском крае, по Е. В. Свешниковой, образует небольшое штокообразное тело площадью около 12 км², залегающее в сильно дислоцированной известково-сланцевой толще верхнего протерозоя. Глинистые породы в контакте превращены в роговики с андалузитом и турмалином, а известняки мраморизованы и скарнированы с образованием пироксенов, амфиболов, флогопита и кварца. Интрузив имеет неясно выраженное кольцевое строение; периферическую его часть шириной от 100 до 1500 м составляют лейкократовые эгирин-нефелиновые сиениты, а в центральной части развиты эгирин-нефелиновые породы, по составу близкие к меланократовым ювитами.

Нефелиновые сиениты образовались позднее, на что указывает присутствие ксенолитов не только вмещающих пород, но и ювитов. Характерные акцессорные минералы нефелиновых сиенитов и ювитов: сфен, флюорит, эвдиалит, минералы группы ловенита. В северо-восточной части массива обнаружен небольшой обособленный шток розовых мусковитизированных цирконовых сиенитов (без нефелина). Массив сопровождается многочисленными жилами щелочных пегматитов, реже встречаются жильные щелочные сиениты. Постмагматические процессы изменения щелочных пород выразились в последовательно проявленных микроклинизации и альбитизации.

Как известно, вопросы происхождения щелочных пород и, в частности, нефелиновых сиенитов являются одними из самых сложных в петрологии; они издавна занимают умы петрографов и им посвящена огромная литература. Сейчас всем ясно, что вопрос этот не может решаться в общей форме и что щелочные породы могут иметь весьма различный генезис. Для решения вопроса о происхождении описанного здесь кратко формационного типа мы располагаем очень немногим: 1) имеются черты сходства (петрография, геохимия, формы залегания) данного формационного типа, с одной стороны, и центральных интрузий ультраосновных и щелочных пород — с другой; 2) экспериментальные исследования показали, что составы силикатной части нефелиновых сиенитов и фонолитов располагаются всегда в строгообразном углублении диаграммы гетерогенного равновесия системы нефелин — кальсилит — кремнезем и, следовательно, являются наиболее легкоплавкими; 3) магматическое происхождение главной массы нефелиновых сиенитов в центральных интрузиях является несомненным, судя по ряду особенностей внутренней тектоники интрузивов.

Следовательно, нефелин-сиенитовые интрузии данного формационного типа образованы особой щелочной магмой, испытавшей дифферен-

циацию в глубинном или промежуточном очаге. Сама же исходная щелочная магма может быть продуктом выборочного плавления основного или ультраосновного субстрата. Можно предполагать приток щелочей и летучих веществ, а также характерных для данного типа редких элементов из более глубоких зон. Не исключается также возможность того, что она является продуктом далеко зашедшего процесса кристаллизационной дифференциации базальтовой, скорее всего щелочной оливин-базальтовой магмы. Отсутствие в составе магматических комплексов габброидных пород заставляют склоняться к первому варианту, хотя надо сказать, что детальный анализ этого вопроса привел А. А. Полканова и У-Ли-Женя [1961] к заключению о том, что нефелин-сиенитовая и ийолитовая магмы, образовавшие Хибинский плутон, возникли в результате фракционной дифференциации базальтовой магмы. Явления контаминации отсутствовали, но во время дифференциации большую роль играл газовый перенос, причем летучие компоненты вместе со щелочами постепенно диффундировали через жидкую магму и концентрировались в верхних частях магматического очага.

ФОРМАЦИЯ ГРАНИТОВЫХ И ГАББРО-ГРАНИТОВЫХ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ИНТРУЗИЙ

Гранитовые или габбро-гранитовые интрузии устойчивых областей еще более редки, чем интрузии агпайтовых нефелиновых сиенитов, и значительно слабее изучены, хотя и представляют значительный интерес с точки зрения их происхождения. Характерной является их ассоциация с базальт-липаритовыми эффузивными комплексами, которые выше были кратко охарактеризованы в качестве толеит-трахибазальт-липаритового и толеит-липаритового подтипов трапповых формаций.

В центральных интрузиях, так же как и в эффузивных комплексах, как правило, совершенно отсутствуют породы среднего состава, исключая редко встречающиеся гибридные образования. Появление гранитовых интрузий центрального типа в платформенной обстановке необычно, но оно не должно нас удивлять, так же как давно никого не удивляет появление гранофилов и гранитов в кровле многих крупных пластовых интрузий трапповых формаций. По-видимому, для образования существенно гранитовых субвулканов требуются, во-первых, обособление тем или иным путем в глубинном или промежуточном очаге значительных порций кислой магмы и, во-вторых, значительная ее механическая активность, вероятно обусловленная накоплением летучих компонентов.

Примерами формации могут служить существенно гранитовые центральные интрузии третичной вулканической провинции Западной Шотландии и Северной Ирландии и, вероятно, юрские посткарруские гранитовые интрузии Юго-Западной Африки, описанием которых здесь и придется ограничиться.

Третичный существенно базальтовый комплекс Британо-Арктической провинции [Тернер, Ферхуген, 1961], частью которого являются вулканические породы Западной Шотландии и Северной Ирландии, уже описан выше и при этом было отмечено, что преобладающие эффузивы этого района — толеитовые и оливин-базальтовые лавы, с которыми, однако, ассоциирует и значительное количество риолитов и риолитовых стекол, образующих многочисленные дайки, а также покровы, потоки и слои вулканических брекчий. Химически идентичные им глубинные породы (граниты) также встречаются здесь как составная часть комплексов кольце-

вых интрузий. Несомненным является образование последних в результате внедрения по кольцевым трещинам жидкого гранитового расплава.

Гранитовая интрузия в северной части острова Арран образовала шток диаметром около 12 км, в плане округлый по форме, размещающийся в толще кристаллических сланцев, превращенных в контакте в роговики с андалузитом, кордиеритом или биотитом. Шток представляет собой сложную интрузию, состоящую из внешнего кольца грубозернистых биотитовых гранитов и внутреннего более позднего ядра, сложенного тонкозернистыми гранитами такого же состава. У внешнего контакта интрузии со сланцами грубозернистые граниты местами переходят в порфировую или тонкозернистую краевую зону закалки.

Центральный кольцевой комплекс Аррана представляет собой самостоятельную сложную группу гранитовых и габброидных пород. Он имеет в диаметре от 3,2 до 4,8 км и грубо концентрические очертания. В нем выделяется широкое внешнее кольцо биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов, центральное ядро сходного состава и промежуточное полное кольцо вулканических брекчий. Граниты внешнего кольца в контакте с песчаниками, которые они прорывают, переходят в тонкозернистую гранофировую или фельзитовую краевую фацию. Местами граниты внешнего кольца граничат с габбро, а иногда и включают их. Габбро в пределах нескольких сотен метров от контакта с гранитами пересечены многочисленными гранитовыми жилами и частично преобразованы в разнообразные гибридные роговообманковые породы (диориты и кварцевые диориты).

Последовательность событий при формировании центрального комплекса следующая: 1) излияние щелочных оливиновых базальтов (и некоторых муджиритов и трахитов) и толеитовых базальтов; 2) проседание, по крайпей мере на 900 м, с образованием вулканической кальдеры; 3) извержение андезитов-дацитов и риолитов из центров на дне кальдеры; 4) интрузия гранитовых кольцевых даек по дугообразным разрывам, связанным с формированием кальдеры.

Взаимодействие между интрузивной гранитовой магмой и более ранними дайками габбро описано в **интрузии Ред-Хиллс на о. Скай**. Граниты содержат большое количество ксенолитов габбро, причем в последних ассоциация лабрадор — авгит — оливин в той или иной мере заменяется минералами, которыми была насыщена гранитовая магма — роговой обманкой, биотитом, олигоклазом и в меньшем количестве ортоклазом и кварцем. На расстоянии около 2 км к юго-востоку от интрузии Ред-Хиллс тело роговообманково-биотитовых гранитов площадью 5 км² залегает в кембрийских доломитах, которые превращены в бруситовый и форстеритовый мрамор, а в контакте с мергелями встречаются узкие зоны гранат- и магнетитсодержащих скарнов. В этих случаях в эндоконтактной зоне граниты превращены в щелочные разновидности, богатые калиевым полевым шпатом. Иногда содержащие натриевый диопсид-авгит и подчиненное количество эгирина и арфведсонита. Это понижение содержания Al_2O_3 и относительное повышение содержания щелочей в эндоконтактных гранитах объясняется дифференциальным переносом Al_2O_3 из магмы в доломиты.

В кратко описанном выше весьма своеобразном магматическом комплексе страны Дамара в Юго-Западной Африке мы тоже встречаем ассоциации покровов толеитовых и оливиновых базальтов, риолитов и пластовых дифференцированных интрузий габбро и центральных субвулканов, сложенных гранитами, габбро, а также нефелиновыми сиенитами, карбонатитами и т. д. Наиболее крупные субвулканы этой области (Бранд-

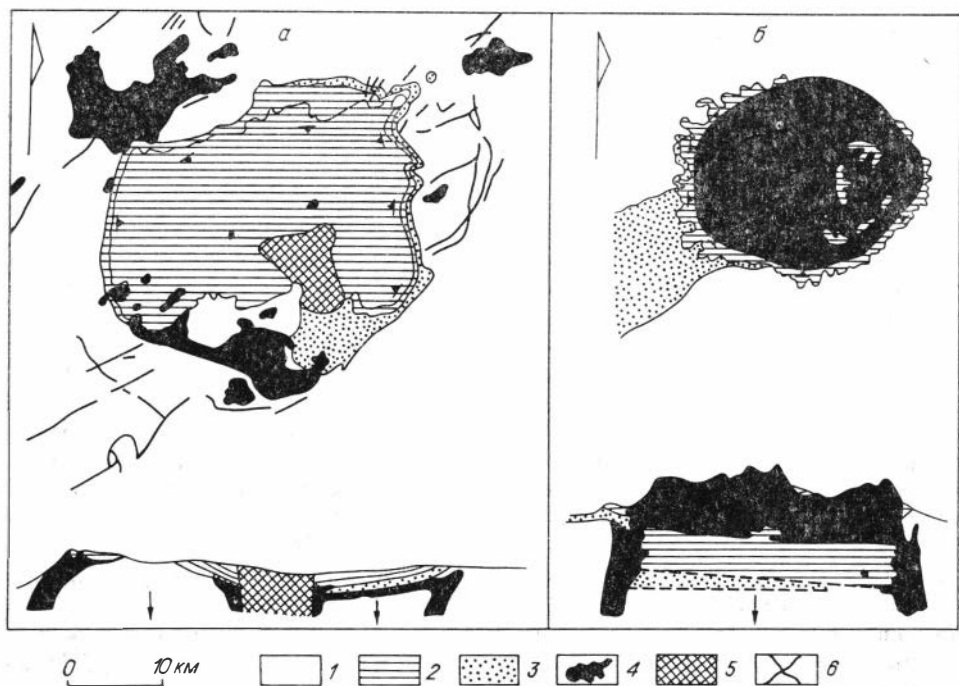


Рис. 74. Строение центральных интрузий Эронго (а) и Брандберг (б) [Martin, Mathias, Simpson, 1960].

1 — породы основания; 2—5 — породы формации Карру: 2 — лавы, 3 — осадки, 4 — граниты, 5 — гранодиориты; 6 — дайки.

берг, Эронго и некоторые другие) слагаются целиком гранитами, в составе других (например, Месум) граниты принимают только частичное участие.

Плутон Эронго [Martin et al., 1960] — самый большой из плутонов, прорывающих формацию Карру. Он достигает в диаметре 35 км и является единственным, в котором сохранились породы кровли (рис. 74). Здесь хорошо проявляются взаимоотношения между осадками системы Карру, лавами, дайками и главными интрузивными плутонами. Различные исследователи приходят к выводу об образовании всей этой серии в результате дифференциации в едином магматическом очаге. Породы кровли залегают в виде плоской брахисинклинали и состоят из обломочных пород, перекрытых потоками оливиновых базальтов, мелафиров базальтового и андезитового состава и потоками риолит-порфиров и кварцевых порфиров. Все эти породы несколько уплотнены и турмалинизированы под действием гранитов Эронго. В районе развиты дайки оливиновых долеритов, мелафиров, гранофиров, очевидно связанных с соответственными лавами. Плутон Эронго сложен гранодиоритами и более поздними гранитами. Гранодиориты, переполненные по краям ксенолитами пород основания, сложены кварцем, олигоклаз-альбитом, микропегматитом, ортопироксеном и биотитом. Некоторые тонкозернистые краевые апофизы являются более основными по составу и настолько похожи на породы некоторых даек и лавовых потоков, что можно не сомневаться в прямых родственных отношениях между ними, причем гранодиоритовый шток, вероятно, служит подводящим каналом вулкана центрального типа. Граниты Эронго размещаются в виде несколько неправильных штоков по его периферии, и можно предполагать, что они имеют более широкое распространение на глубине

(см. рис. 74, разрез). В боковых контактах граниты имеют хорошо выраженную зону закалки, а породы кровли не испытывают никаких изменений, кроме обжига, что свидетельствует о низкой химической активности магмы и о механизме оседания кальдеры как о главном механизме формирования интрузии. Граниты Эронго — крупнозернистые породы, а в краевых фациях или дайках — тонкозернистые или порфировые. Обычны миаролитовые пустоты и турмалин-кварцевые гнезда. Сложены они обильным кварцем, ортоклаз-микропертитом, олигоклазом, биотитом и иногда небольшим количеством мусковита и микропегматита. Аплиты редки, пегматиты отсутствуют.

Величественный **массив Брандберга** с его глубокими ущельями и высокими гребнями, достигающими 2579 м абсолютной высоты, резко контрастирует с окружающей пустынной равниной, не превышающей 700 м над уровнем моря. Его в общем простая структура подчеркивается топографией. Почти круглый шток гранита около 20 км в диаметре окружается каймой осадков Карру и остатками лавовых покровов, круто наклоненных внутрь структуры и резко срезанных гранитными контактами. Все они испытали метаморфизм и турмалинизацию. Остатки лавовой кровли, падающие концентрически внутрь и подчеркивающие кальдерную природу плутопа, найдены в горах на уровнях 1450—2000 м. Западнее массива Брандберг развиты горизонтально лежащие лавы состава оливинового базальта, роговообманкового порфирита и кварцевого порфирита, имеющие возраст Карру и очень похожие на такие же породы кровли массива Брандберг.

Граниты Брандберга являются несколько более щелочными по сравнению с гранитами Эронго. Центральный гранитный шток состоит большей частью из среднезернистых роговообманковых гранитов, содержащих немного биотита и турмалина и, местами, арфведсонита. В эндоконтактах встречаются ксенолиты лав и осадочных пород, обнаруживающих различные стадии ассимиляции. Развиты жилы аплитов, частью с арфведсонитом и биотитом.

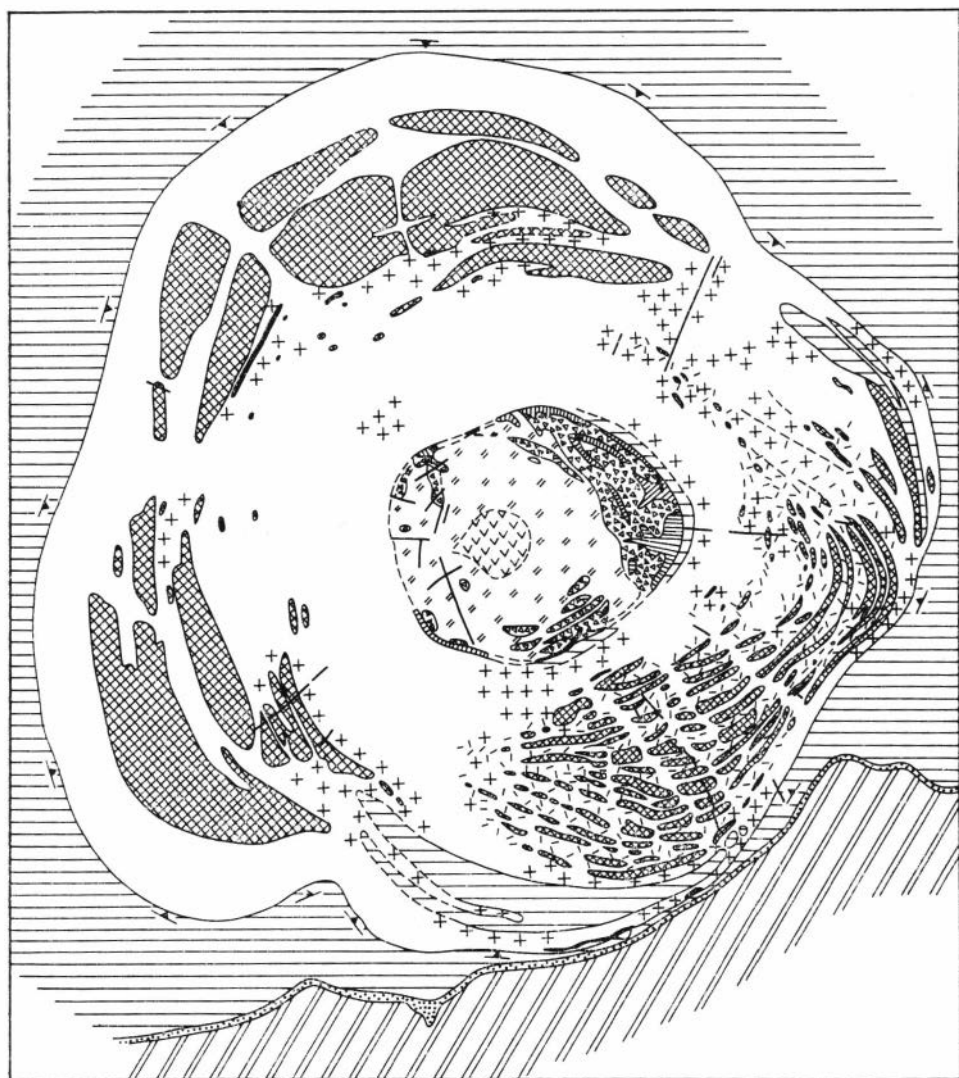
Особый интерес представляют сильно дифференцированные центральные субвулканические комплексы, в частности те из них, которые содержат значительные массы гранитов.

Субвулкан Месум занимает площадь около 40 км² и окружается кольцевым сбросом. В ближайших его окрестностях развиты докембрийские слюдяные сланцы системы Дамара, которые перекрыты несогласно осадками Карру и перекрывающими их лавами. Значительная часть субвулкана закрыта песками и щебнем.

В настоящее время комплекс (рис. 75) состоит из двух частей — внешнего кольца и опущенной по системе кольцевых сбросов внутренней зоны (ядра). Месум представляет собой остатки размытого древнего вулкана. Остатки вулканического конуса сохранились в периферической части внешнего кольца и по периферии внутренней зоны. Самые высокие горизонты конуса сохранились в ядре благодаря его последующему опусканию.

Наиболее ранняя вулканическая деятельность проявилась базальтовыми лавами, переслаивающимися с кислыми лавами и агломератами.

Следующая фаза, интрузивная по характеру, может быть разделена на две части — более раннюю основную и более позднюю кислую. Первые внедрялись пластовые тела эвкритового оливинового долерита внешнего кольца, в которых в результате дифференциации на месте обособились скопления битовпитового апортозита. В вулканическом жерле и, видимо, на более высоком уровне были интродуцированы в то же время биотит-ги-



0 1 2 3 4 5 км

1 2 3 4 5
6 7 8 9 10 11 12 13

Рис. 75. Геологическая карта субвулкана Месум [по Korn, Martin, 1954].

1 — основные дайки; 2 — пески и щебень; 3 — разрушенные агломераты и туфы; 4 — центральный гранит; 5 — трахит; 6 — агломераты, туфы, лавы; 7 — сиенитизированные лавы; 8 — граниты; 9 — анортозит; 10 — габбро; 11 — лавы и туфы; 12 — осадочные породы формации Карру; 13 — кристаллические сланцы фундамента.

перстеновые долериты. Оба типа долерита имеют толеитовый характер и, видимо, общий источник магмы. Богатство долеритов основным плагиоклазом позволяет предполагать, что магма на глубине была контаминирована глинистым материалом.

Образование кольцевых трещин и продолжающееся оседание кальдеры (имевшее место после значительного промежутка времени) сопровождалось заполнением возникших при этом полостей гранитовой магмой, частично с ассимиляцией базальтов и метаморфизмом туфов. В юго-вос-

точной части комплекса при ассимиляции базальта были образованы даже гибридные моноклиты и гранодиориты.

Третья и последняя фаза в истории Месума представляется периодом внедрения щелочных интрузий и дальнейшего оседания кальдеры. Причина коренного изменения химической природы интрузивной магмы является проблемой, которая еще ожидает своего разрешения. Тингуанты и сиенит-порфиры заполнили кольцевые трещины, окружающие ядро, а также радиальные разломы, подовлепленные благодаря оседанию. Интрузивная масса фоййита расположилась на более низком уровне близ центра ядра. Ее окружает ореол фенитизации, в результате которой первоначальный туфовый материал был превращен в сиенит, а основные вулканические породы и дайки дали тералитовые типы пород. Одновременно интродировали фракции, богатые кремнеземом и летучими, с образованием жил нордмаркитового и гранитового состава. Следующая стадия деятельности вулкана Месум выразилась заполнением трещин растяжения нефелинитом и оливиновым тералитом, вероятно, благодаря появлению базальтовой магмы на глубине.

По вопросу о происхождении гранитов в центральных субвулканах могут быть приведены следующие соображения. Граниты в центральных субвулканах всегда находятся в ассоциации с основными породами. Эта ассоциация вполне закономерна, во всяком случае столь же естественна, как и ассоциация долеритов (габбро) и гранофиоров (гранитов) в пластовых интрузиях или же ассоциация базальтов и риолитов во многих эффузивных комплексах. Следовательно, генетическая связь гранитоидных расплавов с базальтовой магмой во всех этих ассоциациях является доказанной. Но характер этой связи может быть различным. Многие исследователи рассматривают граниты в качестве крайних продуктов кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы с фракционированием кислых остаточных расплавов. Но этому противоречит полное отсутствие в составе габбро-гранитовых комплексов пород промежуточного, в частности среднего, состава, которые в процессе кристаллизационной дифференциации должны появляться в большем количестве, чем граниты.

Ф. Терпер и Дж. Ферхуген для центральных интрузий Северной Ирландии и Западной Шотландии считают более вероятным самостоятельные источники базальтовой и гранитовой магмы, но в этом случае странным является постоянное сонахождение основных и кислых пород в одних и тех же комплексах. Поэтому наиболее правдоподобной в данном случае могла бы быть гипотеза вертикальной миграции магматического очага, зарождающегося, например, в базальтовом слое и затем перемещающегося в осадочно-метаморфическую оболочку; или же гипотеза плавления кислых пород кровли большого промежуточного очага, выполненного базальтовой магмой, под действием магматического тепла и газов. В тех же конкретных геологических условиях, в которых проявляются гранитовые и габбро-гранитовые центральные интрузии (обильный базальтовый вулканизм, развитый на широких площадях и предшествовавший образованию центральных интрузий), более вероятным кажется последний вариант гипотезы.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МАГМАТИЗМА УСТОЙЧИВЫХ ОБЛАСТЕЙ И УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ РЯДА ФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ИНТРУЗИЙ

Магматизм устойчивых областей, т. е. древних платформ и областей завершенной складчатости, а также внутренних частей океанов, как мы уже видели, обладает многими общими особенностями.

Прежде всего, это — магматизм преимущественно базальтовый. В связи с ним значительно реже образуются ультраосновные, щелочные и совсем редко гранитоидные магматические интрузивные и эффузивные комплексы. В результате последних исследований установлено, что нет ясных границ между типом толеитовых и щелочных оливин-базальтовых магм, что многие конкретные магматические комплексы содержат в своем составе и толеитовые, и оливин-базальтовые серии, в некоторых случаях в составе явно базальтоидных комплексов принимают участие и ультраосновные, и щелочные породы, а иногда и кислые эффузивные и интрузивные породы гранитового состава. Такие сложные ассоциации всегда объяснялись процессами дифференциации некоторой родоначальной, преимущественно базальтовой магмы. Однако и в этом случае роль процессов дифференциации, несомненно, преувеличивается, и в действительности разнообразие состава магматических комплексов устойчивых областей, вероятно, в большей мере связано со знакомым уже нам явлением вертикальной миграции магматических очагов, закладывающихся в ахондритовом, перидотитовом или эклогитовом субстрате мантии и затем перемещающихся в базальтовый, а в редких случаях даже в осадочно-метаморфический слой. Отсюда может быть сделан вывод, что некоторая изменчивость состава родоначальных магм должна, в первую очередь, определяться составом того субстрата, за счет которого образуются магматические жидкости. Кроме того, разнообразие родоначальных магм должно определяться также возможным изменением состава легких продуктов глубинной дифференциации (дегазации) земного вещества, значением температур, достигнутых в магматическом очаге и, как следствие этого, «уровнем» селективного плавления субстрата, который может иметь все значения — от появления небольших порций наиболее легкоплавкой жидкости, выполняющей капилляры, до полного плавления вещества магнообразующего субстрата в массе. Поэтому приходится удивляться не наблюдающейся изменчивости состава родоначальных магм, а, наоборот, решительному преобладанию в пределах устойчивых областей магм именно базальтового состава. Этот базальтовый состав родоначальных магм был бы более или менее естественным, если бы базальтовые магмы всегда возникали в пределах базальтового или эклогитового слоя. Но выше были приведены факты и некоторые рассуждения, доказывающие, что по крайней мере в пределах океанических блоков субстратом, внутри и за счет которого образуется оливин-базальтовая магма, может быть только вещество мантии, а эклогитовый ее состав для океанов является маловероятным. Выплавление жидкости постоянного базальтового состава из перидотитового и даже ахондритового субстрата с позиций современной физической химии невероятно, так как, судя по характеру тройной системы альбит — анортит — диопсид, прежде чем образуется при нагревании базальтовая жидкость, должны появиться при более низких температурах и в больших количествах жидкости состава альбита, олигоклаза и т. д. Образование базальтовой магмы в качестве первых продуктов селективного плавления ахондрита или перидотита было бы возможным в том случае, если бы, например, в условиях высокого давления хорошо известная система альбит — анортит приобрела свойства системы с непрерывной смесимостью и минимумом на кривой плавления, отвечающим составу лабрадора. Теоретически высокое давление может таким образом изменить эту систему, потому что температура кристаллизации альбита возрастает с повышением давления значительно быстрее, чем температура кристаллизации анортита.

Интенсивный магматизм устойчивых областей, на первый взгляд, как-то не вяжется с обычным представлением о платформах и областях

завершенной складчатости как об областях инертных, утративших былую подвижность. Но это противоречие только кажущееся. Выше уже было показано, что магматизм устойчивых областей, или «платформенный» магматизм, всегда связывается с «активизацией» древних и молодых (а также океанических) платформ и, следовательно, с нарушением платформенного режима; сам же этот платформенный режим характеризуется полной амагматичностью. Анализ истории жизни любой древней или молодой платформы показывает, что активизация платформ и связанное с ней возобновление магматической деятельности в их пределах наступает всегда только после громадного по времени периода тектонического и магматического покоя. В случае древних платформ этот амагматичный период достигает 1000—1500 млн. лет, для молодых платформ измеряется сотнями миллионов лет; это различие, вероятнее всего, определяется уровнем стабилизации, достигнутым в предшествующие периоды тектонической и магматической активности в том и другом типе структур. По-видимому, и в пределах устойчивых областей, в том числе и в пределах древних платформ, вещество фундамента которых было в свое время приведено в предельно равновесное состояние, процессы глубоинной гравитационной дифференциации, выражающейся прежде всего дегазацией вещества мантии, все же продолжают, хотя и крайне медленно, так как единственным механизмом перемещения легких продуктов дифференциации является диффузия молекул или ионов в неподвижной среде. При этом можно допустить постепенное накопление в коре или подкоровом слое тепловой энергии и легких продуктов дифференциации земных глубин.

Активизация платформ и вообще устойчивых областей практически часто выражается образованием крупных сводовых поднятий, сопровождающих их оседаний, осложняющихся разломами, проникающими, конечно, и в мантию. Возникновение разломов, и вообще зон повышенной проницаемости, неизбежно должно значительно облегчить циркуляцию легких продуктов глубоинной гравитационной дифференциации, которая в этой обстановке, вероятно, может быть осуществлена уже путем более или менее свободной инфильтрации. Следовательно, именно появление зон повышенной проницаемости должно стимулировать и процессы магмообразования; возникающие магматические очаги должны зарождаться вдоль разломов и, разрастаясь, продвигаться главным образом вверх, вслед за потоком легких продуктов глубоинной дифференциации. Естественно, что магмы, возникающие на различных стадиях развития очага и на различных уровнях литосферы, в этих условиях неизбежно должны приобретать различный состав, причем опять-таки, принимая во внимание малую мощность осадочно-метаморфической оболочки в пределах устойчивых областей, эти магмы чаще всего оказываются основными или ультраосновными.

Интересен и практически важен вопрос о причинах проявления магматизма устойчивых областей в двух главных формах: 1) в виде массовых эффузий и пластовых интрузий базальтовой магмы и 2) в виде редких и относительно небольших центральных интрузий и трубок взрыва, сложенных весьма пестрым набором ультраосновных, основных, щелочных и кислых пород. К сожалению, по этому вопросу можно высказать только некоторые предположения. Видимо, базальтовые эффузивно-интрузивные комплексы возникают в случае накопления в подкоровых массах особенно больших количеств тепловой энергии и, следовательно, значительного разогревания этих подкоровых масс, что, между прочим, может служить непосредственной причиной образования сводовых поднятий (вследствие увеличения объема при нагревании и плавлении), обычно предшествую-

щего времени проявления массового базальтового магматизма. Роль легких продуктов глубинной дифференциации в процессе магнообразования в этом случае велика, но все же не является ведущей. Сводообразование ведет к образованию разрывов сначала на флангах свода, а затем в его осевой части, а наличие разрывов, проникающих достаточно глубоко, обуславливает и возможность достаточно открытой связи глубинных очагов базальтовой магмы с дневной поверхностью и верхними слоями платформенного чехла, что, в свою очередь, должно вести к снижению давления в магматических очагах и, следовательно, к дальнейшему развитию процессов магнообразования.

При зарождении магматических очагов, питающих центральные интрузии и трубки взрыва, которые обычно возникают позже базальтовых эффузивно-интрузивных комплексов, ведущую роль, судя по всему, должны играть уже не столько чисто физические явления (разогревание или понижение давления), сколько приток и концентрация в некоторых узлах литосферы легких продуктов глубинной дифференциации, что ведет к изменению состава в сторону обогащения его легкоплавкими компонентами. Магматические очаги могут зарождаться в мантии или базальтовом (эклогитовом) слое с образованием магм ультраосновного или основного состава. Обилие легких продуктов глубинной дифференциации, которые могут быть названы сквозьмагматическими растворами, обуславливает широкое проявление процессов метасоматического замещения как ранних магматических (основных и ультраосновных) пород, так и вмещающих пород. Естественно, явления щелочного метасоматоза могут перерасти в явления нового магнообразования с образованием «вторичных» магм уртитового, нефелин-сиенитового, щелочно-сиенитового и даже гранитового состава. Эти «вторичные» магмы, естественно, могут быть перемещены с образованием штоков, даек и т. д. соответственных интрузивных пород. Следовательно, для центральных интрузий щелочно-ультраосновного, габбро-гранитового, габбро-нефелин-сиенитового составов щелочной метасоматоз и магматическое замещение столь же типичны, как и для гранитовых интрузий батолитового типа подвижных областей.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЫЕ ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Как известно, наиболее древние толщи архейского, частью нижнепротерозойского возраста, слагающие кристаллические щиты и, вероятно, образующие фундамент всех древних платформ и многих срединных массивов, обычно глубоко метаморфизованы. Однако ряд особенностей состава, структуры и текстуры даже сильно метаморфизованных пород позволяет судить о том, что все они представляют собой продукт преобразования осадочных и эффузивно-осадочных толщ, часто пронизанных древними основными и кислыми интрузиями.

Вся эта сложная ассоциация в общем близка по составу к нормальному набору осадочных и магматических (эффузивных и интрузивных) гео-

синклинальных формаций. Во всяком случае, в составе древнейших метаморфических толщ установлено развитие обширных базальтовых излияний, интрузий основных, ультраосновных, средних и кислых пород, а процессы регионального метаморфизма, вызывающие преобразование исходных пород в разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы, часто явно связаны с громадными гранитоидными интрузиями батолитового типа. Большинство всех этих древнейших эффузивных и интрузивных комплексов принадлежит, таким образом, к уже известным и описанным выше формационным типам.

Наряду с такими обычными проявлениями геосинклинального магматизма в древнем докембрии очень широко развита также особая форма гранитоидного магматизма, выражающаяся в возникновении обширных полей мигматитов различного типа. Мигматитовые поля весьма специфичны для архея, в меньшей степени — для нижнего протерозоя, их практически нет в верхнем протерозое, палеозое и т. д. Сейчас трудно сказать, чем это объясняется — различным ли уровнем депудации кристаллических щитов и более молодых складчатых областей или тем, что в архее были особенно благоприятные для массовой мигматизации условия, не повторявшиеся позже. Но несомненно, что мигматиты — это «особая» форма проявления гранитового магматизма, особенно широко распространенная в областях развития архейских метаморфических толщ и выражающаяся в большей степени процессами диффузионного метасоматоза и селективного плавления, чем явлениями сплошного магматического замещения при инфильтрации сквозьмагматических растворов глубинного происхождения.

Достаточно высокая степень изученности мигматитов позволяет выделить среди них два основных формационных типа: 1) мигматиты амфиболитовой фации, или обыкновенные мигматиты и связанные с ними апатектиты, и 2) мигматиты фации гиперстеновых гнейсов и чарнокиты. Эти два типа образуют небольшой, но ясно обособленный ряд мигматитовых формаций и описываются в первой части этого раздела.

Особое положение в общей систематике магматических формаций также занимают крупные и часто огромные пластовые, частью центральные интрузии, состоящие из разнообразных габброидных и гранитовых пород и часто обнаруживающие идеальную расслоенность. Формируются они после завершения всех процессов метаморфизма и мигматизации субстрата фундамента платформ, но еще на самых ранних стадиях установления платформенного режима. Они всегда размещаются в древних, преимущественно протерозойских осадочных толщах, несущих определенные черты платформенных формаций, но отличающихся иногда весьма значительной мощностью и в некоторых случаях приближающихся по своему составу к отложениям молассового типа. Габброидные и гранитовые формации этого типа близки, с одной стороны, к дифференцированным пластовым интрузиям трапповой и щелочной оливин-базальтовой формации, хотя и отличны от тех и других своими громадными размерами, сильной дифференцированностью и присутствием весьма крупных масс гранитовых пород, тесно связанных с основной магмой; с другой стороны, в отдельных случаях они близки по составу и строению к некоторым габброидным интрузиям геосинклинальных областей, хотя и отличны от них условиями залегания, слабее выраженными явлениями автометаморфизма и т. д. В общем же эти ранние стадии жизни древних платформ, в которые произошло образование своеобразных осадочных и эффузивных толщ и внедрение крупных плутонов габброидного и гранитового состава, отличаются рядом существенных особенностей от собственно платформенной стадии,

с которой связано формирование рифейско-палеомезозойского осадочного чехла. Эти особенности обусловлены: 1) относительно высокой (сравнительно с собственно платформенным режимом) подвижностью платформенных блоков, 2) обособлением в их пределах некоторых участков более ранней и более полной консолидации, где и идет накопление наиболее древних платформенных осадков, и 3) самое важное, очень крупными масштабами основного и гранитового магматизма.

Таким образом, выделяется своеобразный ряд магматических формаций, специфичный для ранних стадий развития древних платформ, состоящий из следующих трех типов, между которыми, видимо, имеются все постепенные переходы: 1) формация дифференцированных габбро-норитовых интрузий, 2) формация рапакви, 3) формация анортозитов.

А. РЯД МИГМАТИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Внутри ряда мигматитовых формаций могут быть выделены два основных формационных типа: 1) формация мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов гранитового состава и 2) формация мигматитов фации гиперстеновых гнейсов и чарнокитов. Они отличаются не только различным минеральным составом и принадлежностью к различным метаморфическим фациям, но и целым рядом других особенностей, определяемых различной механической и термодинамической обстановкой их формирования. Оба формационных типа занимают как бы промежуточное положение между метаморфическими и магматическими образованиями, в которых всегда присутствуют и метаморфический, и магматический компоненты, причем последний в типичном случае является продуктом ультраметаморфизма (в том числе щелочного метасоматоза). Оба типа хорошо изучены и неоднократно описаны [Каденский, 1958, 1961; Горюхинский, 1936, 1957, 1962; Кузнецов, 1941; Судовиков, 1955; Фролова, 1961]. Это дает основание ограничиться здесь только краткой их характеристикой.

ФОРМАЦИЯ МИГМАТИТОВ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ АНАТЕКТИТОВ

В древних, особенно архейских, метаморфических толщах мы встречаемся с большим разнообразием форм проявления магматических тел. Здесь, в частности, широко распространены интрузивные тела, явно аллохтонные по отношению к метаморфическим комплексам и с большим или меньшим основанием сопоставимые с описанными выше формационными типами. Но все же в наиболее глубоко метаморфизованных комплексах архея кристаллических щитов и некоторых срединных массивов преобладающей и наиболее характерной формой проявления магматизма является мигматизация, сопровождающаяся, с одной стороны, щелочным метасоматозом (фельдшпатизацией и гранитизацией), а с другой — анатексисом.

В результате этих процессов совершенно стираются различия между собственно магматическими телами и вмещающими породами, всегда глубоко метаморфизованными и частично расплавленными.

Мигматитовые поля в архейских и нижнепротерозойских метаморфических толщах занимают громадные площади и не имеют четких границ, но обнаруживают совершенно постепенные переходы к окружающим породам. Для мигматитов — продуктов ультраметаморфизма, пе-

перастающего в плавление (анатексис, магмообразование), это является совершенно естественным.

Как известно, мигматитами принято называть [Sederholm, 1923, 1926; Wegmann, 1935; Судовиков, 1955; Методическое руководство, 1957] смешанные породы, состоящие из собственно метаморфических пород и вещества, находящегося во время мигматитообразования в подвижном состоянии, а в настоящее время представленного прослойками, жилами, линзами и неправильными телами аплитового, пегматитового или гранитоидного состава. Минеральный состав мигматитов обычно соответствует парагенезам амфиболитовой фации метаморфических пород или, что, по существу, то же самое, отвечает минералогии нормальных гранитоидов. Стало быть, обычные мигматиты — это породы, состоящие из кислых и средних плагиоклазов, микроклина, кварца, слюд и амфиболов; метаморфический и «жилный» материал в них отличается только количественными отношениями минералов.

Н. Г. Судовиков [1955] выделил несколько текстурных типов мигматитов.

Агматиты (глыбовые мигматиты) — это образования начальных стадий мигматизации, имеющие вид эруптивных брекчий. Они состоят из более или менее крупных глыб и обломков гнейсов, амфиболитов и древних интрузивных пород. Цементирующим материалом являются граниты, гранодиориты, пегматиты, гранитогнейсы. В отличие от эруптивных брекчий в агматитах цементирующий материал всегда более кислый по составу, чем материал обломков, и не обязательно магматический по своей природе. Самое же главное отличие заключается в том, что эруптивные брекчии всегда наблюдаются в эндоконтактах интрузий, тогда как агматиты встречаются вне связи с интрузиями, но зато всегда в пространственной и генетической связи с мигматитами других типов. Породы обломков при мигматизации испытывают более или менее сильные изменения. Например, основные породы амфиболизируются и превращаются в амфиболит, а иногда в амфиболовый гнейс. Если обломки представлены рассланцованной породой, они могут испытывать тонкую послойную мигматизацию. Метасоматическая фельдшпатизация может привести к частичной гомогенизации материала обломков; в результате их состав станет приближаться к составу цементирующего материала, а контуры обломков будут становиться нечеткими. Такие агматиты являются переходными к темновым мигматитам. Цементирующий материал во многих случаях является послойным мигматитом. Интересно, что полосчатость в этих случаях обычно ориентирована параллельно контурам глыб и как бы облекает их, что свидетельствует о течении цементирующего материала, хотя перемещается последний всегда на очень небольшие расстояния в связи с дифференциальными движениями в деформирующейся неоднородной по механическим свойствам массе.

Ветвистые мигматиты (диктиониты) — это, по существу, только разновидность агматитов, в которой количество «жилного» материала не велико и он выполняет относительно тонкие трещины в более монолитном субстрате, который здесь не разделяется жилами на изолированные глыбы, как в агматитах.

Птигматиты — сложные, извилистой формы жилки гранит-аплита или пегматита, которые встречаются среди метаморфических пород экзоконтакта гранитовых интрузий, а также в архейских полях мигматизации. Происхождение их во многом остается неясным, и, вероятнее всего, они являются продуктом тонкой инъекции магматического материала, одновременной со складчатыми движениями.

Послойные мигматиты или артериты — наиболее распространенные разновидности мигматитов. Они характеризуются более или менее ярко выраженной параллельной полосчатой текстурой с чередованием темных полос метаморфического субстрата и более светлых прослоев «жильного» материала, имеющего состав аплита, гранита, гранодиорита, редко — пегматита; границы между слоями иногда четкие, но чаще расплывчатые. Мощность отдельных прослоев может изменяться очень сильно. Иногда это — очень тонкое послойное чередование жильного материала и субстрата; в других случаях толстые жилы могут чередоваться с большими пачками немигматизированного материала. В некоторых случаях в послойных мигматитах наблюдается более или менее сложная складчатая структура, что говорит о высокой пластичности вещества мигматита в процессе его образования. В мигматитовых полях послойные мигматиты всегда тесно связаны с другими типами мигматитов. Обычным является переход к описанным ниже тeneвым мигматитам, что сопровождается и постепенным исчезновением слоистого строения. Часто послойные мигматиты переходят в тeneвые мигматиты, а последние — в более или менее однородные гранитогнейсы и даже массивные граниты только с реликтами текстур первичных пород, на месте которых они образовались.

Тeneвые мигматиты (небулиты) — это такие мигматиты, у которых почти исчезло различие между субстратом и подвижным (привнесенным) материалом. В процессе мигматизации субстрат этих мигматитов настолько гранитизирован, что от него остаются только расплывающиеся пятна или полосы, обычно более темные, чем вмещающая масса гранитового состава. В этих пятнах и полосах часто сохраняется расплывающаяся полосчатость или другие элементы первичной текстуры субстрата, сохраняется как бы неясная тень от первичной породы. Такие тeneвые мигматиты иногда описывают под названием мигматитовых гранитов. В противоположность другим типам мигматитов «жильный» материал тeneвых мигматитов обычно вполне однороден, и разновидности этих мигматитов можно выделять только по форме и внутренней текстуре реликтов. Чаще других встречаются полосчатые и пятнистые реликты — «тени» первичной породы; иногда в полосчатых породах наблюдается складчатость, подобная той, которая наблюдается в послойных мигматитах. Постепенные переходы убеждают в том, что полосчатые тeneвые мигматиты являются продуктами дальнейшей стадии гранитизации послойных мигматитов, в то время как пятнистые также обнаруживают связь с описанными выше агматитами. Наиболее однородные по составу тeneвые мигматиты нередко обладают очковой или порфиروبластовой структурой. Для тeneвых мигматитов характерно то, что в них и реликтовые полосы, и пятна, и основная масса сложены гранитоидами — первичных пород более основного состава среди реликтов в них, как правило, нет. Это свидетельствует опять-таки о далеко зашедшем процессе гранитизации и о почти предельной гомогенизации вещества; а так как в изолированных друг от друга пятнах и полосах обычно сохраняется одинаковая ориентировка первичных текстур, то и весь процесс образования гранита на месте гнейсового или другого метаморфического субстрата, очевидно, идет путем замещения без существенного перемещения жидких (магматических) масс.

Таким образом, тeneвые мигматиты представляют собой высшую степень мигматизации, образуясь по агматитам и послойным мигматитам. При этом они приобретают гранитовый или почти гранитовый состав, в них возникают также новые структуры, свидетельствующие о начинающемся общем разжижении материала, который получает способность течь и может образовать внедрения по трещинам пород, сохранивших

способность к хрупким деформациям в условиях ультраметаморфизма. Следовательно, образование теневых мигматитов можно рассматривать как самую начальную стадию формирования гранитовой магмы, а всю мигматитовую область — в качестве глубинного очага гранитового магмообразования.

Процесс образования мигматитов разными исследователями объясняется по-разному и в природе, видимо, может осуществляться различными путями.

1. В некоторых случаях мигматиты возникают вследствие внедрения тонкой инъекции магмы по трещинам сланцеватости метаморфических пород; мигматиты являются собственно инъекционными гнейсами. Этот тип мигматитов встречается главным образом в экзоконтактовых зонах некоторых гранитоидных интрузий батолитового типа средних и больших глубин; связь инъекций с магматической массой батолита в этом случае легко обнаруживается. Но этот генетический тип мигматитов, по-видимому, пользуется ограниченным распространением или даже вообще отсутствует в больших мигматитовых полях архейских кристаллических щитов.

2. Некоторые исследователи склонны объяснять происхождение полосчатой текстуры мигматитов явлением метаморфической дифференциации. В обстановке ультраметаморфизма, особенно когда уже начинает появляться расплав, возможен обмен веществом путем встречной диффузии между прослоями первичной породы, имеющими различный состав. Этот процесс в известной степени может быть уподоблен процессу роста конкреции, когда осуществляется диффузионный перенос некоторых наиболее подвижных компонентов из слоев с невысокой их концентрацией в слои с более высокой концентрацией. В результате происходит увеличение контрастности состава слоев. Одни слои могут приобретать состав гранита, а в других будут концентрироваться темноцветные минералы. Метаморфическая дифференциация, по-видимому, может привести к образованию слоистой или полосчатой метаморфической породы, но вряд ли такую породу можно назвать мигматитом, если этот процесс не сопровождается одновременным образованием гранитовой жидкости.

3. Образование послойных мигматитов порою было бы объяснить выборочным плавлением первично-слоистой породы, состоящей из чередующихся слоев разного петрографического состава. В этом случае можно ожидать, что при прогрессивном нагревании в первую очередь будут выплавляться аплитовые или гранитовые эвтектики, т. е. будут плавиться слои с первичным составом, наиболее близким к составу гранита. Однако вряд ли и такой процесс в чистом виде, без одновременно идущих процессов метасоматоза и метаморфической дифференциации, может играть сколько-нибудь существенную роль при образовании мигматитов.

4. Важную роль в образовании главных типов мигматитов играют процессы метасоматоза, преимущественно процессы фельдшпатизации, которые в обстановке ультраметаморфизма проявляются главным образом в образовании агрегатов мелких зерен и порфиробластов микроклина, более или менее равномерно рассеянных в породе. При этом, как известно, привнос щелочей сопровождается выносом железа, магния и кальция, и замещаемая порода по своему составу приближается к граниту, почему весь этот процесс иногда и называют процессом гранитизации. Источник гранитизирующих растворов не всегда ясен. В некоторых случаях очевиден вынос этих растворов из близлежащей гранитовой интрузии, в других — приходится предполагать поступление их с больших глубин (из мантии), но в некоторых, и не так уже редких случаях, происходит пе-

пераспределение щелочей и других компонентов внутри самой метаморфизующейся толщи.

По-видимому, ни одна из изложенных выше гипотез, взятая в отдельности, не может объяснить особенности строения и происхождения мигматитов. Скорее всего, образование мигматитов обусловлено сочетанием многих процессов.

Характерно, что процессы мигматизации всегда развиваются на фоне интенсивного и глубокого регионального метаморфизма, приводящего к образованию кристаллических сланцев преимущественно амфиболитовой фации. Процессы перекристаллизации в такой обстановке обязательно сопровождаются метаморфической дифференциацией, складывающейся из явлений: 1) растворения неустойчивых в новых условиях минералов, 2) встречной диффузии наиболее подвижных компонентов (в первую очередь щелочей и щелочных земель) и 3) диффузионного метасоматоза с развитием порфировластов, стяжений и прослоев различного состава.

Одним из проявлений метаморфической дифференциации могут быть некоторые полосчатые породы, похожие на собственно мигматиты и получившие еще от П. Хольмквиста [Holmquist, 1907] название венитов.

Но этот процесс при прогрессивном нагревании может перерастать в плавление, а так как в процессе метаморфической дифференциации некоторые слои первичной породы оказываются обогащенными полевыми шпатами и кварцем, представляется естественным, что именно в этих слоях и будет выплавляться гранитовая эвтектика, т. е. возникнет собственно мигматит. Процесс этот, естественно, идет значительно легче в том случае, если процессы перекристаллизации сопровождаются инфильтрационным метасоматозом, связанным с поднятием на широком фронте области регионального метаморфизма растворов глубинного происхождения. В этих условиях растворенные вещества способны перемещаться на значительные расстояния и концентрироваться в некоторых узлах. Явление это может привести к созданию громадных масс в различной степени гранитизированных пород, послонных и теневых мигматитов, анатектитов и настоящих «магматических гранитов» — региональный метаморфизм в подходящих условиях перерастает в магмообразование.

Промежуточную стадию этого процесса представляют мигматиты.

Таким образом, мигматиты образуются в конечном счете в результате тех же процессов «магматического замещения» при участии «сквозьмагматических растворов», что и рассмотренные выше граниты батолитового типа. Но мигматитовые поля многими особенностями состава и морфологии существенно отличаются от типичных гранитовых батолитов. Их главные отличия заключаются в том, что в мигматитовых полях мы всегда наблюдаем громадные массы промежуточных продуктов магматического замещения в виде мигматитов и сравнительно немного собственно магматических гранитов, в то время как в гранитовых батолитах складчатых областей отношения являются всегда обратными и часто продукты неполного магматического замещения в виде различных гибридных пород могут вообще отсутствовать. Причины этих отличий много. Главное же сводится к тому, что при образовании гранитовых батолитов ведущая роль принадлежит «сквозьмагматическим растворам» глубинного происхождения, которые в результате напряженного инфильтрационного метасоматоза сами создают обстановку для последующего магматического замещения, по существу, любых пород. При образовании мигматитов условия существенно иные. Региональный метаморфизм идет при повышающихся температурах, и минеральный состав кристаллических сланцев амфиболитовой фации приближается к составу гранитоидов.

Поэтому процессы щелочного метасоматоза (фельдшпатизация и гранитизация) и магматического замещения осуществляются в этом случае значительно легче и проявляются в очень больших объемах уже при незначительном притоке сквозьмагматических растворов и малом масштабе инфильтрационного метасоматоза, а в некоторых случаях плавление достигается при отсутствии инфильтрации в результате только диффузионных процессов, приводящих к метаморфической дифференциации. Зато в результате такой рассредоточенности процесса он редко доходит до конца, и главными его продуктами оказываются мигматиты — породы смешанные, состоящие из магматического материала и остаточно-метаморфического субстрата.

Хорошим примером массового развития мигматитов и связанных с ними анатектитов и гранитов является беломорская серия архея Карелии, детально изученная и прекрасно описанная Н.Г. Судовиковым [1954] и К. А. Шуркиным [1957].

Беломорская серия является наиболее древним образованием докембрия в пределах Балтийского щита.

По заключению К. А. Шуркина, установлена зависимость площадей наиболее сильной мигматизации и гранитизации от крупных складчатых структур, охватывающих полностью весь видимый разрез беломорской серии. Область сильной гранитизации при этом приурочена к антиклинальным структурам, а в сопряженных с ними синклинальных участках распространены преимущественно мигматиты и олигоклазовые граниты. При этом устанавливается, что состав жильного матерпала мигматитов, так же как и состав гранитовых тел, закономерно изменяется с глубиной и в зависимости от состава метаморфического субстрата.

Так, существенно плагиоклазовые гнейсограниты и гнейсодиориты распространены главным образом среди амфиболовых и биотит-плагиоклазовых гнейсов, тогда как плагиомикроклиновые и аляскитовые гнейсограниты — среди более богатых микроклином биотитовых гранито-гнейсов. Это объясняется, конечно, тем, что при формировании гнейсогранитов главенствующая роль принадлежит процессам метасоматоза. Вероятнее всего, эти гнейсогранитовые тела с расплывчатыми неясными контактами, с реликтами пород, на месте которых они развиваются, и с отчетливой гнейсовой текстурой представляют результат глубокого взаимодействия вмещающих пород с расплавами и растворами, пришедшими извне и частью возникшими в процессе развития ультраметаморфических явлений на месте.

Кроме прямой зависимости от состава вмещающих пород, содержание микроклина в гнейсогранитах прямо пропорционально интенсивности развития процессов гранитизации, роль которых, в общем, увеличивается с глубиной.

В верхней части разреза, где преобладают наименее мигматизированные высокоглиноземистые биотитовые гнейсы с квантом и гранатом, граниты образуют только очень небольшие тела плагиоклазовых или плагиоклаз-микроклиновых гранитов, почти всегда гранатовых и часто двуслюдяных.

В средней части беломорская серия сложена в основном амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. К этой части разреза приурочены гранитоиды состава олигоклазовых гранитов, амфиболовых и биотитовых гранодиоритов и изредка гиперстеновых гранитов. Количество существенно микроклиновых гранитов здесь невелико.

Нижняя часть разреза отличается максимальным и повсеместным развитием процессов мигматизации и калиевого метасоматоза; здесь

же в наибольшем количестве и в наиболее крупных массах развиваются гранитоиды («анатектиты») собственно гранитового и аляскитового состава, образующие отдельные участки среди мигматитов с постепенными к ним переходами. Эти тела, как правило, не достигают крупных размеров, а породы, их слагающие, обладают главным образом гнейсовидной текстурой. Граниты образуют большое количество инъекционных жиллоподобных и пластообразных тел мощностью от нескольких миллиметров и сантиметров до нескольких десятков метров. По составу, текстуре и структуре они весьма напоминают анатектиты, но часто имеют резкие секущие контакты с вмещающими породами, проникают по трещинам между разбитыми блоками последних, а также заключают остроугольные ксенолиты и т. д., т. е. являются явно интродуцированными. Такую форму магматизма К. А. Шуркин предлагает называть региональным инъекционным магматизмом, характерной чертой которого является отсутствие достаточно крупных и четко ограниченных магматических камер. Кроме мигматитов и тесно с ними связанных гранитоидов в области развития беломорской серии присутствуют, естественно, и другие магматические комплексы основного и кислого состава.

Общая схема геологического развития беломорской серии, по К. А. Шуркину, следующая.

1. Отложение на неизвестном основании фациально изменчивой вулканогенно-терригенной геосинклинальной толщи.

2. Ранние этапы складчатости, региональный метаморфизм с образованием за счет осадочных пород и вулканитов кристаллических сланцев, а также внедрение раннеорогенных основных и ультраосновных интрузий.

3. Кульминационный этап складчатости, формирование главных структурных особенностей серии, региональный ультраметаморфизм, развитие явлений анатексиса, преобразование кристаллических сланцев в гнейсы, мигматиты, образование гранитоидов различного состава (от трондьемитов и гранодиоритов до аляскиитов), а также связанных с ними пегматитовых и других жил.

4. Позднеорогенная группа габброидных интрузий и несколько более поздних жильных интрузивных гранитов, связанных с глубоко лежащими локальными магматическими очагами. Эти жильные граниты секут структуры кульминационного этапа складчатости и синорогенные граниты, пегматиты и т. д.

5. Посторогенные дайки и жилы метагаббро-диабазов.

6. Малочисленные и маломощные жилы пегматитов.

ФОРМАЦИЯ МИГМАТИТОВ ФАЦИИ ГИПЕРСТЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ЧАРНОКИТОВ

Чарнокиты и чарнокитовые серии давно известны, хорошо изучены и неоднократно описаны, в том числе во многих обстоятельных монографиях. Тем не менее до сих пор имеются самые противоположные точки зрения относительно их генезиса и даже относительно содержания понятий «чарнокит» и «чарнокитовая серия». Название «чарнокит», как известно, введено в геологическую литературу Т. Холландом [Holland, 1900], который детально изучил эти породы в провинции Мадрас в Индии. К собственно чарнокитам Т. Холланд отнес гиперстеновые граниты, но наряду с ними в чарнокитовую серию им были объединены также ультраосновная, основная и промежуточная группы пород. Породы серии характеризуются гранобластовой структурой и наличием ромбического пироксена.

Всю чарнокитовую серию Т. Холланд считал магматической — интрузивной, образовавшейся под большим давлением в условиях деформации. Эта точка зрения и до настоящего времени разделяется многими исследователями. Позже распространился взгляд на чарнокитовые породы, как на метаморфические образования, возникшие в специфической обстановке особой фации метаморфизма, которая получила название гранулитовой фации [Eskola, 1920], или фации гиперстеновых гнейсов [Коржинский, 1936]. Д. С. Коржинский чарнокитами называет только гиперстеновые граниты, вся же серия гиперстеновых пород бассейна р. Тимптон им была описана в качестве чарнокитовых кристаллических сланцев, образовавшихся в обстановке очень высокого давления. Последнее время широко распространяется представление о чарнокитах как о породах, образованных в результате щелочного метасоматоза древних основных пород, связанного с появлением более молодых гранитовых интрузий. Наконец, многие исследователи придают большое значение в генезисе чарнокитов процессам анатексиса в обстановке глубинного метаморфизма, но без какого-либо участия в этом процессе гранитовых интрузий.

В этой работе названия «чарнокит» и «чарнокитовые породы» применяются в первоначальном его смысле для обозначения гранитоидных пород, характеризующихся гранобластической структурой и присутствием гиперстена и граната в качестве главных порообразующих минералов. Чарнокиты встречаются только в толщах кристаллических сланцев архея, характеризующихся минеральными ассоциациями фации гиперстеновых гнейсов (гранулитовой). Их не следует объединять и смешивать с анортозит-мангерит-монцитонитовыми формациями магматических пород, также характеризующимися наличием ромбического пироксена и образующими секущие интрузивные тела в более высоких структурных ярусах земной коры.

Чарнокитовые породы, или чарнокитовый ряд в нашем понимании, — это анатектиты, частью мигматиты, характеризующиеся теми же минеральными ассоциациями, что и вмещающие их кристаллические сланцы, и образованные в процессах глубинного регионального метаморфизма, перерастающего в плавление. Они образуют прослои, линзы, бескорневые неправильные тела с постепенными переходами к вмещающим породам, а также с ксенолитами и реликтами наиболее тугоплавких пород метаморфической серии. В редких случаях наблюдаются секущие тела, но и в этом случае отсутствуют какие-либо признаки контактового метаморфизма. Чарнокиты секущих тел, так же как вмещающие их гнейсы и кристаллические сланцы, характеризуются совершенно одинаковыми минеральными ассоциациями, типичными для фации гиперстеновых гнейсов.

Толщи кристаллических сланцев, вмещающие чарнокиты, своеобразны. Для них характерны: 1) гранатовые гнейсы с очень небольшим содержанием биотита, преимущественно плагиоклазовые, но иногда ортоклазовые; 2) гиперстеновые и гиперстен-гранатовые гнейсы; 3) пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы с гиперстеном и диопсидом; 4) пироксеновые и оливин-пироксеновые кристаллические сланцы; 5) диопсидовые карбонатные породы и т. д. Судя по химическому составу и реликтовым текстурным и структурным, исходным материалам для образования этой серии кристаллических сланцев явились эффузивно-осадочные толщи, состоящие из глинистых, мергелистых и карбонатных пород, кремнистых сланцев, включавшие также пластовые, видимо, интрузивные тела основного и ультраосновного состава. Метаморфизм этих толщ был достаточно своеобразным, с одной стороны, в том отношении, что он про-

являлся совершенно равномерно на громадных площадях (не исключено, что не только Алданский и Анабарский щиты, но и весь фундамент Сибирской платформы сложен целиком одной и той же серией кристаллических сланцев), а с другой — в том, что температуры, при которых осуществляется этот метаморфизм, были очень высокими и достигали 650—750 °С. Имеются основания утверждать, что процессы перекристаллизации шли в обстановке недостатка летучих компонентов [Кузнецов, 1941; Каденский, 1961].

Состав чарнокитовых пород может несколько изменяться, но они всегда выделяются среди вмещающих гранатовых и гиперстеновых гнейсов повышенным содержанием щелочного полевого шпата, а также более крупнозернистой и иногда порфировидной структурой и массивной текстурой. По составу они могут отвечать гиперстеновому кварцевому диориту и гранодиориту, гиперстеновому и гиперстен-гранатовому граниту, лейкократовому граниту с небольшим количеством граната и гиперстена, а также пегматиту с гранатом и гиперстеном.

Минералогия чарнокитов (так же как и вмещающей их серии кристаллических сланцев) весьма своеобразна. Характерны для чарнокитов: 1) гиперстен, всегда с сильным плеохронизмом, с высоким содержанием окиси железа и глинозема; 2) гранат, близкий по составу гранатам эклогитов, т. е. альмандин, содержащий значительное количество пиропового и андрадитового компонентов; 3) плагиоклаз колеблющегося состава, но всегда с большим количеством характерных антипертитовых вростков; 4) калиевый полевой шпат, тонкопертитовый, как правило, совершенно однородный, без микроклиновой решетки, причем пертиты (и антипертиты в плагиоклазах) — это, несомненно, продукты распада первично гомогенных полевых шпатов; 5) кварц, всегда с характерными волосоподобными включениями иголочек рутила. В качестве примесей обычны ильменит, титаномагнетит, апатит, монацит, циркон. Биотит светлый, оранжевый, всегда вторичный по гиперстену или гранату.

Кристаллические сланцы гранулитовой фации (фации гиперстеновых гнейсов), а следовательно, и чарнокиты широко распространены в пределах всех без исключения кристаллических щитов. Они известны как составная часть Балтийского и Украинского щитов, развиты в Африке, на Мадагаскаре, Цейлоне (Шри-Ланка), Австралии, Антарктиде, Бразилии. Но наиболее крупная и вместе с тем наиболее интересная область массового распространения кристаллических сланцев гранулитовой фации и чарнокитовых пород — это Сибирская платформа. Указанная группа пород, собственно говоря, выходит здесь на дневную поверхность только в Алданском и Анабарском щитах, а также в небольшом выступе фундамента платформы в пределах Енисейского кряжа (общая площадь 0,4 млн. км²). Но имеются основания думать (данные гравиметрии и магнитометрии, состав обломков в кимберлитовых и трапповых трубках взрыва), что фундамент всей Сибирской платформы или, во всяком случае, большей ее части сложен целиком архейскими метаморфическими толщами, метаморфизованными в условиях фации гиперстеновых гнейсов. А это уже значит, что соответственный метаморфизм осуществлялся регионально, на громадных площадях, измеряемых величинами порядка 4,5 млн. км².

Хорошим примером области распространения достаточно разнообразных чарнокитов является южная часть Енисейского кряжа. Архейские метаморфические толщи, описанные Ю. А. Кузнецовым [1941] под названием канского метаморфического комплекса, распространены здесь на площади около 5000 км². На юге и востоке архей трансгрессивно

перекрывается полого залегающим красноцветным нижним палеозоем; на севере он скрывается под более молодыми метаморфическими породами протерозоя; западная его граница проводится условно, так как вдоль долины р. Енисея почти регионально проявился повторный метаморфизм, связанный с гранитовыми интрузиями протерозойского возраста. Канский метаморфический комплекс сложен в основном гранатовыми гнейсами, иногда ясно слоистыми, иногда совершенно массивными. С гранатовыми гнейсами переслаиваются мелкозернистые, богатые кварцем гранатом и гиперстеновыми гранулиты или же довольно темные гиперстеновые и гиперстен-гранатомые гнейсы. Кое-где среди этих гнейсов встречаются более или менее мощные пластовые залежки темных массивных пироксен-плагиоклазовых пород. Гранатомые и гиперстеновые гнейсы очень часто имеют характер послойных мигматитов и содержат большое количество пегматитовых линз и прослоек, состоящих из тех же минералов, что и вмещающие их породы, но всегда с заметным обогащением кварцем и полевыми шпатами. Особое положение в канском комплексе занимает чарнокитовая группа пород, имеющая как бы промежуточный характер между метаморфическими и магматическими образованиями, являющаяся, вероятно всего, таким же продуктом плавления при ультраметаморфизме, как и лейкократовые прослойки в гнейсах, по уже плавления не выборочного, а сплошного, в массе. Во всяком случае, все эти компоненты канского комплекса — и «магматические» (чарнокиты), и мигматитовые, и собственно метаморфические — характеризуются совершенно одинаковыми минеральными ассоциациями; формировались они, в общем, одновременно и в одинаковой термодинамической обстановке.

Небольшим распространением в составе канского метаморфического комплекса пользуются гранатомые гнейсы, состоящие из кварца, андезина (20—60 %), граната альмандин-пиропового состава (10—15 %) и биотита (2—8 %). Это — массивные или полосчатые породы; полосчатость их обусловлена чередованием прослоев, богатых кварцем и полевым шпатом, и прослоев с преобладающими гранатом и биотитом. Постоянными примесями в гранатомых гнейсах являются монацит, циркон, ильменит, апатит, иногда графит. В некоторых разновидностях в качестве существенных составных частей отмечены ортоклаз или гиперстен.

Гранатомые гранулиты отличаются от гранатомых гнейсов мелкозернистостью и обилием кварца, количество которого достигает в них 50—60 %.

Другим отклонением от нормального типа гранатомого гнейса являются гранат-ортоклазовые породы, в которых плагиоклаз уступает место калиевому полевоому шпату. Это — также иногда полосчатые, но очень часто массивные и грубозернистые породы, по внешнему облику напоминающие пегматитовые граниты. Залегают они более или менее мощными пачками среди гранат-плагиоклазовых гнейсов, чаще же проявляются в виде мелких линз и пропластков, неправильных обособлений, жил и т. д. Взаимоотношения таких гранат-ортоклазовых пород с вмещающими гранатомыми гнейсами достаточно ясно говорят об образовании их в результате процессов метаморфической дифференциации, перерастающей в селективное плавление наиболее легкоплавких кварц-ортоклазовых смесей.

Достаточно широко распространены своеобразные кордиерит-гранатомые гнейсы, иногда с корундом и шпинелью, образующие прослои в нормальных гранатомых гнейсах.

Гиперстеновые гнейсы в Енисейском кряже обыкновенно залегают среди гранатомых гнейсов в виде тонких прослоев и мелких линз. Они

состоят из основного андезина (до 50 %), кварца (20—30 %) и гиперстена (5—15 %), иногда с примесью биотита. Разновидностью их являются гиперстеновые гранулиты, очень богатые кварцем. В качестве переходных к гранатовым гнейсам разностей довольно часто встречаются гиперстен-гранатовые гнейсы.

Широко распространены в составе канского метаморфического комплекса различные пироксен-плаггиоклазовые породы, иногда имеющие полосчатую текстуру и облик кристаллических сланцев, иногда вполне массивные, но всегда с хорошо проявленной гранобластической структурой. Они залегают среди гранатовых и гиперстеновых гнейсов пластами различной мощности, иногда дают постепенные переходы к гнейсам; в других же случаях имеют достаточно резкие контакты. Минеральный состав пироксен-плаггиоклазовых пород определяют гиперстен или энстатит, диопсид, плаггиоклаз лабрадорного или битовнитового состава, кварц, биотит; в качестве примесей наблюдаются апатит, циркон и ильменит. Количественные отношения этих минералов изменчивы, меняется и общий их облик. Внутри этой группы выделяется несколько типов, имеющих, видимо, и различное происхождение: часть их является продуктами глубокого метаморфизма основных изверженных пород, часть, несомненно, образовалась за счет первично-осадочных пород мергелистого состава. Различить пара- и ортопороды по особенностям состава, текстуры и условиям залегания не так уж трудно.

Наконец, в составе канского метаморфического комплекса довольно широко распространена группа пород довольно разнообразного состава, характеризующаяся массивным сложением, общим обликом изверженных пород, наличием реликтов вмещающих пород, имеющих вид ксенолитов, и, в некоторых случаях, проявлением в виде секущих интрузий. Вместе с тем эта группа пород по минеральному составу не отличается от описанных выше метаморфических пород канского комплекса; для нее также типичны преимущественно гранобластические структуры. При желании породы этой группы можно рассматривать как крупнозернистые и массивные разности гиперстеновых и гиперстен-гранатовых гнейсов, относительно обогащенных калиевым полевым шпатом. Ю. А. Кузнецовым [1941] они были описаны под названием чарнокитов богуневского и кузеевского типов и рассматривались им в качестве одного из продуктов начальных стадий магмообразования того же глубинного метаморфизма, который создал канский метаморфический комплекс. Первые из них — богуниты — большей частью образуют послойные тела с постепенными переходами к вмещающим породам, но всегда содержат ясные ксенолиты, точнее реликты гранулитов и основных кристаллических сланцев. Вторые — кузеевиты — образуют тела с секущими контактами, но тем не менее не оказывающие никакого контактового воздействия на вмещающие породы и не обнаруживающие никаких признаков закаленных краевых эндоконтактовых фаций.

Чарнокиты весьма своеобразны. По составу они отвечают гранитам, граносиенитам, сиенит-диоритам и кварцевым норитам, отличаясь от них гранобластическими структурами. Вместе с тем по своей минералогии они не отличаются от кристаллических сланцев канского комплекса, и большинство из них можно рассматривать как крупнозернистые массивные разности гиперстеновых и гиперстен-гранатовых гнейсов, относительно обогащенных калиевым полевым шпатом. Судя по описаниям Т. Холланда [Holland, 1900], породы эти тождественны классическим чарнокитам Индии.

Чарнокиты богунаевского типа изучены в районе бывшего Богунаевского рудника, где они образуют многочисленные пластовые тела с постепенными переходами к вмещающим их гранатовым гнейсам.

Наиболее основные разности их соответствуют кварцевому нориту и состоят из преобладающего лабрадора, кварца (до 15 %) и гиперстена (20—30 %). Калиевый полевой шпат наблюдается в них только в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе. Биотита в этих породах очень мало.

Самыми распространенными среди богунитов являются породы кварц-диоритового и диоритового состава, состоящие из андезина (50 %), кварца (20—30 %), ортоклаза (0—10 %), гиперстена (10—20 %), биотита (5—10 %). Все эти минералы не отличаются от соответственных минералов гранатовых и гиперстен-гранатовых гнейсов канского комплекса. Это — крупнозернистые, иногда порфировидные породы гранобластической структуры. Они связаны постепенными переходами с гиперстен-гранатовыми гранодиоритами. От последних их отличает постоянное присутствие наряду с гиперстеном переменных количеств граната, а также большее содержание ортоклаза (15—30 %) и кварца (20—40 %).

Сравнительно редко среди описанных типов чарнокитовых пород встречаются лейкократовые гранитовидные породы с массивным сложением. Количество кварца в них 30—40 %, соотношения андезина и ортоклаза переменные, в качестве темноцветных минералов отмечены те же гиперстен, гранат, биотит. Отличием является намечающийся идиоморфизм плагиоклаза к калиевому полевому шпату и, кроме того, появляющаяся в калиевом шпате тонкая микроклиповая решетка.

Все эти типы чарнокитов образуют пластовые тела значительной мощности, залегающие согласно среди гранатовых и гиперстен-гранатовых гнейсов. Они почти всегда гнейсовидны и слоисты. Слоистость в них выражается чередованием чарнокитов разного состава. Секущих контактов с окружающими гнейсами нет, переходы к ним совершенно постепенные. В этой связи чарнокиты представляются таким же равноправным компонентом канского метаморфического комплекса, как и гранатовые или гиперстеновые гнейсы, пироксен-плагиоклазовые породы и т. д. Вместе с тем чарнокиты обнаруживают ряд особенностей, заставляющих рассматривать их как образования несколько особого генезиса. Так, в них присутствуют включения, производящие впечатление ксенолитов, но в действительности являющиеся реликтами наиболее тугоплавких первичных пород (гранатовых и гиперстеновых гранулитов, пироксен-плагиоклазовых пород), уцелевших при чарнокитизации. Другая их особенность — появление грубозернистых пегматитовых обособлений, имеющих расплывчатую шширообразную форму и состоящих из тех же минералов, что и вмещающая порода, но более грубозернистых и еще более обогащенных полевыми шпатами и иногда обладающих письменной структурой.

Чарнокиты кузеевского типа — кузеевиты — в противоположность только что описанным очень однообразны по составу. Среди них выделяются только две разновидности, различающиеся не столько составом, сколько структурой. Наиболее распространенными разностями кузеевитов являются порфировидные породы граносиенитового состава с характерной горохово-серой окраской, состоящие из преобладающего ортоклаза (40—60 %), кварца (20—25 %), плагиоклаза (10—15 %), гиперстена (5—10 %). В качестве примесей всегда присутствуют апатит, циркон, монацит. Ортоклаз образует порфиробласты, переполненные округлыми зернами кварца, плагиоклаза, гиперстена и апатита. Основная масса

обладает типидиоморфной структурой и состоит из кварца, ортоклаза, плагиоклаза и гиперстена.

Реже встречаются аплитовидные чарнокиты, отличающиеся средне- и равномерно-зернистым сложением и некоторым обогащением ортоклазом при том же качественном минеральном составе.

Оба эти типа чарнокитов образуют многочисленные жилы и более крупные линейные тела с резко секущими контактами с вмещающими породами канского комплекса. Очень характерно полное отсутствие какого-либо контактового воздействия на вмещающие породы, каковыми в огромном большинстве случаев оказываются гранатовые гнейсы. Одинаковая минералогия чарнокитов и гнейсов говорит о том, что те и другие были образованы в совершенно одинаковой термодинамической обстановке.

По вопросу о происхождении чарнокитов предложено много различных гипотез, обстоятельный обзор которых недавно сделан А. А. Каденским [1958]. Надо сказать, что большинство этих гипотез в той или иной мере оказываются вероятными и подтверждаются фактами, хотя в целом и исключают друг друга. В самом деле, ряд пород, которые часто относят к чарнокитовому ряду, особенно пироксен-плагиоклазовые породы, несомненно, во многих случаях являются глубоко метаморфизованными интрузивными породами. Собственно чарнокиты (гиперстеновые и гиперстен-гранатовые гранодиориты, граносиениты и граниты), как мы видели выше, иногда образуют тела, интродуцированные в толщу кристаллических сланцев гранулитовой фации. Следовательно, гипотеза магматического происхождения чарнокитов в какой-то мере оказывается действительной. Вместе с тем чарнокиты всегда очень тесно ассоциируют с кристаллическими сланцами фации гиперстеновых гнейсов (гранулитовой фации) и, как показано выше, образуются вместе с последними в той же самой термодинамической обстановке, являясь продуктами того же самого метаморфизма, который создал эти кристаллические сланцы.

Гипотеза метаморфической природы чарнокитов, таким образом, тоже в какой-то мере оправдывается. Условия залегания и характер взаимоотношений собственно чарнокитов, с одной стороны, и гранатовых и гиперстеновых гнейсов, среди которых они всегда размещаются, — с другой, говорят совершенно определенно, что образование чарнокитов осуществлялось всегда в условиях местной концентрации щелочей, которая могла возникать, конечно, только путем щелочного метасоматоза, способствовавшего обогащению первичных пород щелочными полевыми шпатами. Таким образом, и гипотеза метасоматического происхождения чарнокитов, в последнее время хорошо разработанная Д. С. Коржинским [1962], также совершенно верно отражает одну из сторон генезиса чарнокитов, но в то же самое время действительной оказывается и гипотеза палингенного или анатектического происхождения чарнокитов, развивавшаяся Ю. А. Кузнецовым [1941], А. А. Каденским [1961] и З. Г. Ушаковой [1953], поскольку процессы щелочного метасоматоза изменяют состав замещаемой породы в сторону приближения его к составу гранитовой эктектики и делают возможным плавление обогащенных щелочами участков при температуре регионального метаморфизма.

По-видимому, сейчас мнения большинства исследователей сходятся на том, что чарнокитовые мигматиты и собственно мигматиты являются продуктами ультраметаморфизма, сопровождающегося местным обогащением щелочами и перерастающего в частичное или полное плавление. По существу, разногласия сводятся к деталям, главным образом к вопросу об источнике щелочей, а также о роли и происхождении летучих ком-

понентов. Одни исследователи склоняются к мысли о том, что щелочи имеют местное происхождение, а летучие компоненты играли очень ограниченную роль в образовании и кристаллических сланцев гранулитовой фации, и чарнокитов; другие же считают, что особенности минерального состава чарнокитов определяются исключительно высокой щелочностью гранитизирующих растворов и что последние имеют глубинное происхождение. Вопрос этот еще далек от разрешения.

В заключение рассмотрим вопрос о соотношениях между чарнокитами и чарнокитовыми мигматитами, с одной стороны, и обыкновенными мигматитами амфиболитовой фации — с другой. Между ними много общего, прежде всего, в способе образования, условиях залегания, морфологии и т. д. В частности, те и другие являются продуктами ультраметаморфизма, сопровождающегося метасоматической фельдшпатизацией (гранитизацией), перерастающей в плавление, причем оба формационных типа представлены мигматитами и анатектитами. Но есть между этими двумя типами и существенные различия, заключающиеся не только в том, что чарнокиты и обыкновенные мигматиты отличаются минеральным составом и принадлежат к различным метаморфическим фациям. Например, характерной особенностью чарнокитовой фации является очень ограниченное распространение чарнокитов гранитоидного состава, которые образуют всегда тела небольших размеров и сравнительно редко встречаются, хотя толщи кристаллических сланцев, представленных гранатовыми и гиперстеновыми плагиогнейсами, а также пироксен-плагиоклазовыми породами, нередко развиты на громадных площадях. В то же самое время обыкновенные мигматиты и связанные с ними гранитовые анатектиты в областях развития кристаллических сланцев амфиболитовой фации пользуются несравненно более широким распространением, образуя тела, хотя и небольшие по размерам, но густо насыщающие метаморфические толщи в пределах обширных полей мигматизации. Затем, ни в одном случае не было установлено, что кристаллические сланцы фации гиперстеновых гнейсов и связанные с ними чарнокиты были образованы за счет метаморфических толщ более низких ступеней метаморфизма, обратные же отношения являются весьма обыкновенными и даже нормальными. Образование кристаллических сланцев амфиболитовой фации за счет метаморфических пород фации гиперстеновых гнейсов, по-видимому, всегда (или в большинстве случаев) прямо связано с процессами гранитизации и образованием мигматитов и анатектитов гранитового состава. Сравнительное изучение метаморфических толщ Енисейского края привело автора в свое время и к такому выводу: если чарнокиты и чарнокитовые негматиты относятся к продуктам глубокого регионального метаморфизма, создавшего канский комплекс кристаллических сланцев фации гиперстеновых гнейсов, то биотитовые гнейсы и амфиболиты енисейского метаморфического комплекса, наоборот, тесно связываются с процессами гранитизации, которые совершенно четко контролировались линейными зонами смятия и были обусловлены поступлением с глубины щелочных гранитизирующих растворов и готовых гранитовых магм. Все это вместе взятое приводит к заключению о существенно различной обстановке формирования чарнокитовых и обыкновенных мигматитов.

Ультраметаморфизм, создавший серии кристаллических сланцев фации гиперстеновых гнейсов и тесно с ними связанных чарнокитов, протекал на громадных площадях в обстановке высоких температур (500—700 °C), чем, возможно, и объясняется почти полное отсутствие минералов, содержащих гидроксильную группу. Местное обогащение щелочами,

приводившее в конечном счете к выплавлению гранитовой эктектики, могло быть связано с процессами метаморфической дифференциации, т. е. с перераспределением щелочей внутри метаморфизирующейся толщи, хотя представляется возможным и, пожалуй, даже более вероятным приток глубинных «сквозьмагматических» щелочных растворов снизу.

Строение толщ кристаллических сланцев фации гиперстеновых гнейсов говорит о том, что они во время метаморфизма были приведены в весьма пластичное почти текучее состояние. Поэтому естественно, что проницаемость этих толщ была невысокой, почему «сквозьмагматические» растворы были вынуждены рассеиваться в массе высокопластичного материала и не могли вызвать сосредоточенного действия. Следовательно, и роль их в создании чарнокитов была ограниченной, они только как бы дополнили и облегчили те преобразования, которые и без того могли быть вызваны и частично созданы чисто тепловым процессом. Наоборот, толщи кристаллических сланцев амфиболитовой фации, подобно залегающим в них мигматитовым полям, телам гранитовых анатектитов и некоторым гранитовым интрузиям, по-видимому, всегда явно связаны в своем распространении с какими-то зонами повышенной проницаемости, большей частью линейными и, возможно, представляющими собой зоны смятия и тектонической расщепленности. Метаморфизм амфиболитовой фации, видимо, осуществляется при более низких температурах, чем метаморфизм гранулитовой фации, но зато в обстановке избытка летучих компонентов, более или менее свободно просачивающихся в зонах повышенной проницаемости. В данном случае именно инфильтрация летучих и щелочей является непосредственной причиной начинающегося плавления, т. е. образования мигматитов и анатектических гранитов, или, во всяком случае, эта инфильтрация является ведущим фактором метасоматической фельдшпатизации, мигматизации и анатексиса.

Выше уже отмечалось исключительно широкое распространение кристаллических сланцев фации гиперстеновых гнейсов (гранулитовой) в пределах всех кристаллических щитов и, по-видимому, в фундаментах всех древних платформ. Надо еще иметь в виду, что в очень многих случаях в результате позднейших метаморфических и магматических процессов минеральные ассоциации гранулитовой фации были уничтожены и замещены новыми, более низкотемпературными. В связи с этим возникает мысль об особой эпохе массового проявления процессов гранулитизации и чарнокитизации, поразивших на заре геологической истории значительные участки земной коры. Результат этого процесса, потребовавшего для своего осуществления затраты громадного количества тепловой энергии,— общее окостенение значительных блоков (если не всей) земной коры [Косыгин, 1962] и образование первых ядер древних платформ, иногда очень больших размеров (Сибирская платформа), причем не исключена возможность образования и гранулитовой «панплатформы» [Шейве, Синицын, 1950]. Значительно позже появляются крупные разломы, зоны смятия, сопровождающиеся повторным метаморфизмом, а также осложняющие этот метаморфизм мигматиты амфиболитовой фации, анатектиты и настоящие гранитовые интрузии батолитового типа.

Б. РЯД ГАББРО-ГРАНИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ РАННИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Ранние этапы жизни древних платформ весьма любопытны в том отношении, что в это время на поверхности глубоко размытого фундамента, сложенного сильно дислоцированными метаморфическими толщами,

вмещающими обширные поля мигматитов и гранитовые интрузии, накапливались осадочные толщи платформенного типа, которые до настоящего времени сохранили ненарушенное залегание или были лишь слабо дислоцированы. Естественно, что в массе своей они и сейчас представляют собой нормальные осадочные породы, несмотря на весьма солидный их возраст, в большинстве случаев примерно отвечающий верхнему архею или нижнему протерозою. Вместе с тем эти осадочные толщи несут некоторые черты, отличающие их от нормальных серий платформенного чехла. Отличия заключаются в их нередко очень большой мощности, измеряемой многими километрами [Дю Тойт, 1957], в преимущественно обломочном составе (иногда это — отложения молассового типа), в обильных эффузивах, среди которых местами наблюдается массовое развитие кислых лав гранитового состава. Все это говорит о том, что древние платформы в течение ранних этапов развития еще сохраняли некоторую подвижность, выражающуюся колебательными движениями значительной амплитуды с образованием флексур и глубоких расколов. Возможно, что этот этап завершился дифференциацией древних кратонов на поднятия (щиты) и депрессии (собственно платформы). Видимо, в связи с относительно высокой тектонической активностью этого периода в жизни древних платформ находится и достаточно напряженный и вместе с тем весьма своеобразный магматизм, выразившийся в массовых излияниях основных и кислых лав, а также в образовании весьма своеобразных по составу интрузивных комплексов, характеризующихся сильной дифференциацией и закономерным сочетанием основных (габбро, нориты, анортозиты) и кислых (гранитовых) пород и нередко колоссальными размерами интрузивных тел. К сожалению, эффузивные толщи этой эпохи еще настолько слабо изучены, что нет возможности их сопоставить с другими собственно платформенными эффузивными комплексами и тем более нет основания для выделения их в самостоятельный формационный тип или типы. Это дело будущего.

Интрузивные же комплексы изучены хорошо, они образуют четко индивидуализированный ряд формаций, отличающихся друг от друга больше количественными отношениями слагающих их типов горных пород, чем качественным составом; как всегда бывает в таких случаях, границы между формационными типами оказываются Perezкими.

В этом ряду могут быть выделены: 1) формация дифференцированных габбровых и норитовых интрузий, обычно ассоциирующих с гранитами; 2) формация существенно гранитовых интрузий, сопровождающихся габбро-лабрадоритами, которая для краткости далее названа формацией рапакиви по характерному для нее типу гранитов; 3) формация анортозитов с сопутствующими граносенитами и гранитами.

Надо сказать, что если тип дифференцированных габбровых и норитовых интрузий в общем довольно близок по составу и происхождению некоторым дифференцированным интрузиям собственно платформенной трапной формации, то формация рапакиви и формация анортозитов, так же как и массовые излияния кислых эффузивов, свойственны только раннему этапу жизни древних платформ и в более поздних, чем ранний протерозой, отложениях не обнаружены. Это, между прочим, является ярким доказательством правильности идеи, предполагающей необратимое развитие основных событий в истории Земли.

Все три формационных типа характеризуются не только известной общностью качественного петрографического состава, но и рядом общих морфологических особенностей. Все они образуют преимущественно крупные пластовые интрузии в том случае, если размещаются в осадочных

толщах «раннеплатформенного» чехла. Форма пластовых интрузий может модифицироваться в зависимости от структур вмещающих толщ. Например, описаны лополиты, выполняющие мулды пологих брахискладок, и куполовидные пластовые тела; наиболее же распространены наклонные слои в моноклинных сериях, на крыльях крупных флексур и т. д. Для крупных анортозитовых интрузий давно подмечено закономерное их распространение на окраинах щитов (Канадский, Алданский). В случае размещения интрузий описываемого формационного ряда в кристаллических толщах древнего докембрия они, совершенно естественно, образуют или интрузии центрального типа, или различные трещинные тела.

Многие интрузивы основного состава вследствие своих громадных размеров, относительно спокойной тектонической обстановки и малой вязкости основной магмы обладают высокой степенью их дифференцированности. С дифференциацией часто связывается образование различных рудных месторождений, преимущественно магматических. Среди них должны быть названы в первую очередь месторождения титаномагнетитов, сульфидные медно-никелевые и месторождения платины.

ФОРМАЦИЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ГАББРОВЫХ И НОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ

Крупные интрузии этой формации очень похожи на дифференцированные интрузии трапповой формации. Они также обыкновенно сопровождаются кислыми гранитоидными породами — гранофирами или гранитами, залегающими в кровле пластовых тел основных пород. Близкими оказываются и их тектоническая позиция, и характер рудной минерализации. Главные отличия сводятся в конечном счете к размерам интрузивных тел и степени их дифференциации.

Этими отличиями можно было бы и пренебречь, объединив формацию дифференцированных габбровых и норитовых интрузий с трапповой формацией платформенных областей или же определив ее в качестве более глубокой фации последней, если бы не тесная связь описываемой формации с формацией рапакиви и формацией анортозитов, которые являются типичными только для древнего докембрия и не встречаются в составе собственно платформенных магматических комплексов.

Формация дифференцированных габбровых и норитовых интрузий проявляется преимущественно в виде пластовых интрузий, залегающих в слабо дислоцированных толщах; образования эффузивной фации в составе данной формации обычно отсутствуют. В разных случаях пластовые интрузии могут иметь самые различные размеры; вертикальная мощность отдельных интрузивных тел может меняться от десятков до нескольких тысяч метров. Но типичны для данной формации крупные и даже громадные интрузивные тела, например такие, как лополиты Бушвельда, Сёдбери, Дюлус и т. д.

Характерная особенность крупных интрузивных тел этой формации — значительная их дифференцированность, а также закономерная ассоциация основных пород с гранофирами или даже с грубозернистыми гранитами (особенно в крупных телах); кислые породы при этом всегда совершенно закономерно располагаются в кровле интрузии, хотя образуют иногда и секущие тела.

Преобладающими типами пород магматических комплексов, принадлежащих к данному формационному типу, является габбро, нориты, диабазы; в резко подчиненных количествах наблюдаются пироксениты, перидотиты, дуниты и анортозиты. Этот комплекс пород, несомненно,

представляет собой продукт глубокой дифференциации базальтовой магмы. Судя по пространственному распределению названных петрографических типов, ассимиляционные явления не играли никакой роли при их образовании. Гранофиры и граниты стоят несколько особняком от преобладающих габброидов. Характерно отсутствие пород промежуточного состава между норитом или кварцевым норитом, с одной стороны, и гранофиром или гранитом — с другой. В том случае, когда такие промежуточного состава породы все же присутствуют в зоне контакта основных и кислых пород, они обнаруживают явно гибридную природу и встречаются в совершенно ничтожных количествах. Можно отметить, что они не могут быть продуктами нормальной дифференциации основной магмы и образуются, вероятнее всего, в результате глубокой реоморфической переработки кислых пород кровли и в этом отношении вполне аналогичны гранофирам трапповой формации.

Минералогия пород формации дифференцированных интрузий аналогична минералогии трапповой формации. Наиболее существенным отличием является полное отсутствие пижонитов, которые заменяются здесь комбинацией ромбического пироксена и авгита.

Структуры основных и ультраосновных пород преимущественно габбровые и панидиоморфные; офитовые структуры наблюдаются только в телах, имеющих небольшую мощность, и в краевых зонах. Для гранофиров типична, естественно, гранофировая структура.

Характерной текстурной особенностью является хорошо выраженная полосчатая или планпараллельная текстура, сочетающаяся с расслоенностью интрузивного тела; отдельные «слои» иногда прекрасно выдерживаются на громадные расстояния. Эта расслоенность типична для основной части сложных интрузивных тел, но обычно совершенно не проявлена в гранофирах и гранитах кровли.

Контактовый метаморфизм в этой формации, естественно, проявляется значительно более интенсивно по сравнению с метаморфизмом, обусловленным интрузиями трапповой формации. В случае таких крупных тел, как лополит Бушвельда, в пределах широкой контактовой зоны развиваются высокотемпературные роговики. Вопрос о метаморфизме пород кровли сложнее. Здесь наблюдаются помимо перекристаллизации и метасоматические явления, например метасоматическая фельдшпатизация. Не исключена возможность, что часть гранофиров и гранитов является продуктами глубокой метасоматической фельдшпатизации пород кровли, перерастающей в переплавление.

Крупные и сильно дифференцированные интрузии, принадлежащие данному формационному типу, иногда содержат и крупнейшие месторождения полезных ископаемых, среди которых в первую очередь должны быть названы:

- 1) магматические сульфидные медно-никелевые с платиной месторождения (Сёдбери);

- 2) магматические месторождения титаномagnetитов — бушвельдский комплекс;

- 3) магматические хромитовые и платиновые месторождения — бушвельдский комплекс;

- 4) связанные с красными гранитами бушвельдского комплекса гидротермальные руды олова, вольфрама, молибдена, висмута, меди, мышьяка, сопровождаемые флюоритом, топазом, монацитом и другими минералами.

Бушвельдский комплекс [Дю Тойт, 1957] занимает значительную область в центре Трансвааля, протягиваясь в широтном направлении больше чем на 400 км (рис. 76 и 77). Комплекс был внедрен в верхнюю часть

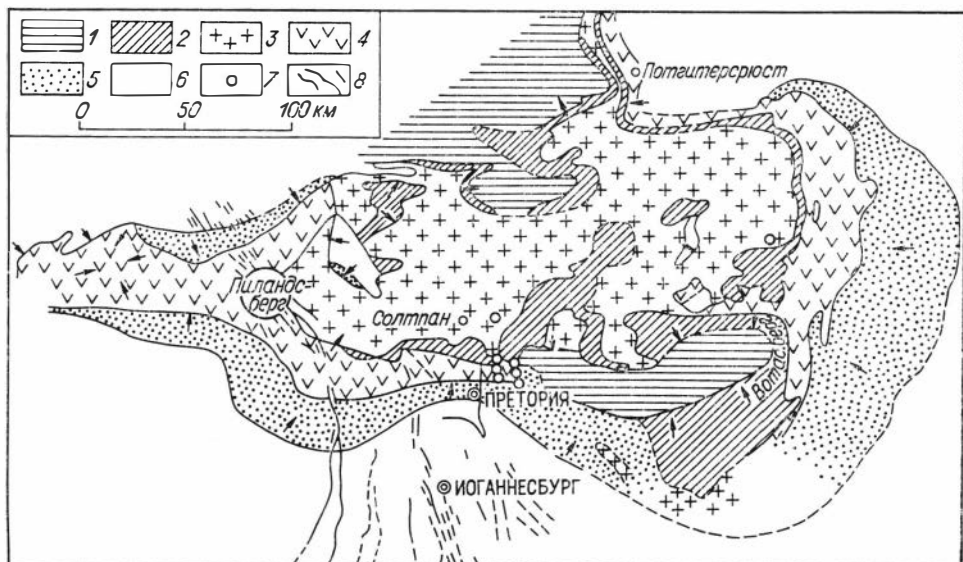


Рис. 76. Геологическая карта Бушвельдского лополита [по Дю Тойту, 1957].

1—2 — кровля (1 — система Ватерберг, 2 — ройбергская группа); 3—4 — интрузив (3 — красный гранит, 4 — норит); 5—6 — подошва (5 — область, инъецированная диабазами, 6 — область без диабазов); 7—8 — послебушвельдские интрузии (7 — сенинты, 8 — дайсы).

свиты Претория (докембрий), вероятно, в то время, когда она залегала еще горизонтально. Позже возникла большая плоская мульда, выполненная в настоящее время громадными массами магматических пород, образующих колоссальный лополит с плоской кровлей и мульдообразным дном. Возраст красных гранитов Бушвельда, определенный стронциевым методом по девяти определениям, составляет 1920 ± 130 млн. лет [Войткевич, 1961, с. 245]. Кстати, эти определения, если они правильны, свидетельствуют о том, что платформенный режим в Южной Африке установился еще в архее. Вскоре после образования лополит был размыт и несогласно перекрыт докембрийскими же отложениями свиты Ватерберг.

Кровля дополита сохранилась местами и состоит из кварцитов, фельзитов и гранофиоров, в большинстве же случаев она была уничтожена денудацией. Его подошва сложена также кварцитами, пронизанными большим количеством силлов диабазов мощностью иногда до 300 м. «Тело» лополита, там где оно сохранилось, состоит из двух частей — норита внизу и красного гранита вверху. Углы наклона полосчатости норита в среднем около 20° с колебаниями от 10 до 60° . Местами порит содержит согласные включения мощных пластов сильно метаморфизованного кварцита.

История образования комплекса может быть представлена следующими фазами:

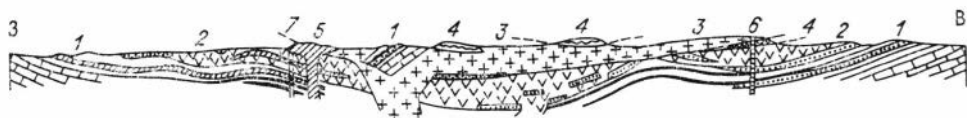


Рис. 77. Схематический разрез через Бушвельдский лополит [по Дю Тойту, 1957].

1 — трансваальская система, инъецированная силлами диабаза; 2 — норит; 3 — красный гранит; 4 — ройбергская группа; 5 — пиландсбергский вулканический центр; 6 — спикопское вулканическое жерло; 7 — кимберлитовая трубка.

1) первая вулканическая фаза — основные туфы и лавы свиты Претория;

2) вторая вулканическая фаза — ройбергские фельзиты, залегающие сейчас в кровле;

3) фаза силлов диабазов, внедренных в породы основания лополита;

4) ранняя главная интрузивная фаза — внедрение основной магмы, кристаллизовавшейся в виде норита.

5) поздняя главная интрузивная фаза — красный гранит, секущий норит и залегающий главным образом между норитом и его кровлей.

Секущие лополит щелочные центральные интрузии, вероятно, мелового возраста никакого отношения к бушвельдскому комплексу не имеют.

Общая мощность норита определяется примерно в 9000 м. Кровля его в одних местах представлена фельзитом, в других — красным гранитом. Характерной особенностью норита является его прекрасная стратификация, обусловленная ориентировкой минералов и наличием отдельных прослоев пород не норитового состава.

В теле норита выделяется несколько зон.

1. Верхняя зона мощностью около 2700 м сложена однообразными габбро и норитами. На границе норита с фельзитами и гранофирами развиваются гибридные темные монцониты.

2. Главная зона мощностью около 4500 м сложена такими же норитом и габбро. Верхняя граница отмечена слоем титаномagnetита мощностью 3 м.

3. Критическая зона мощностью 750—900 м характеризуется расслоенностью и чередованием таких пород, как пироксенит, перидотит, анортозит, хромит. В основании залегают нижний хромитовый горизонт, верхнюю границу образует «риф» Меренского — диаллаговый норит, содержащий сульфидные руды с платиной.

4. Базальная зона сложена норитом и габбро, а также пироксенитом (образующим тонкие «слои»).

5. В основании лополита залегают маломощная «закаленная» зона, сложенная тонкозернистым норитом и диабазом, а также загрязненными породами.

Гранит залегают в кровле норитового тела в общем согласно со всей структурой, причем мощность его должна быть больше 2500 м. Гранит — порода красного цвета со среднезернистой или порфировой структурой. Часть бушвельдских гранофилов является, по-видимому, краевой фацией гранита, но часть их представляет собой продукт глубокого метаморфизма фельзитов и кварцитов. Гранит моложе норита, так как последний пересечен дайками гранита.

Из особенностей петрографического состава комплекса заслуживают упоминания следующие.

Нориты являются лабрадор-диаллаг-бронзитовыми породами. В некоторых случаях количество бронзита так мало, что порода заслуживает названия габбро. При уменьшении количества железо-магнезиальных минералов порода переходит в анортозит с плагноклазом № 80. Пироксениты состоят из грубозернистых агрегатов бронзита, реже гиперстена, иногда с примесью диаллага, битовнита и рудных минералов. Значительно реже встречаются перидотиты и оливиниты, частично или полностью серпентинизированные. Оливин обычно богат магнием в нижней зоне и железом в верхней. Интересными породами являются гортонолитовые дуниты, сложенные нацело богатым железом оливином. Они образуют в «критической зоне» слои, линзы и трубообразные тела. Некоторые из этих тел платиноносны. В норитах главной зоны имеются полосы, сильно

обогащенные титаномагнетитом и выдерживающиеся на километры по простиранию. Руда содержит от 8 до 24 % окиси титана. Хромиты образуют такие же тела и залегают в пироксенитах, в которых пироксен превращен в желтый боулингит.

Красный гранит сложен кварцем, микропертитом и роговой обманкой, редко биотитом. Встречаются порфировые разности, обычны гранофировые структуры. Гранофиры, как гранитовые, так и те, которые связаны с фельзитами, состоят из кварца и полевого шпата; темных минералов в них мало. В контактах с кварцитами иной раз образуются «ультракислые» граниты, однако большинство пород с таким названием представляют собой очень сильно измененные осадочные породы. При взаимодействии гранита с норитом образуются монцониты и сиениты, но количество этих гибридных пород незначительно.

В табл. 51 приведены химические анализы главных типов пород бушвельдского комплекса. В этих анализах обращает на себя внимание отсутствие типов, промежуточных между норитом и гранитом, щелочной характер гранита, а также близость состава гранита и пород кровли.

Это обстоятельство не дает возможности считать граниты продуктами кристаллизационной дифференциации основной магмы на месте залегания комплекса. Если бы такая дифференциация имела место, должны были бы образоваться породы среднего состава в количестве значительно большем, чем граниты.

Метаморфизм, вызванный тепловым и эманационным воздействием основной магмы на вмещающие породы, проявился весьма интенсивно. Подстилающие сланцы на большом расстоянии от контакта (от 100 до 1000 м) превращены в массивные роговики с хиастолитом, андалузитом, оттрелитом, иногда с кордиеритом и ставролитом. Кварциты же, залегающие в кровле норита и образующие в нем включения, местами превращаются в грубозернистые гранитовидные породы в результате интенсивной фельдшпатизации; их первичная осадочная природа узнается только по реликтам косой слоистости и волноприбойных знаков.

По вопросу о происхождении пород бушвельдского комплекса существуют самые различные мнения. Согласно установившимся у южно-африканских геологов взглядам, норит и красный гранит являлись продуктами глубинной дифференциации, внедрившимися раздельно. Псевдостратификация норита связывается с ритмическим фракционированием ранних продуктов кристаллизации, сопровождавшимся в отдельных случаях переплавлением. В противовес этой установившейся точке зрения некоторые геологи выдвигают другую гипотезу — существенно метаморфогенного происхождения пород комплекса. Согласно этой гипотезе, не только граниты, но и нориты образовались путем замещения глинистых и кварцитовых пород свиты Претория. Метаморфизм, перерастающий в реоморфизм, превратил ройбергские кварциты и фельзиты в «граниты» и «гранофиры», сохранившие осадочные структуры и сильно минерализованные. Магалисбергские слои при этом превратились в слоистые ложноинтрузивные породы основного и ультраосновного состава; сланцы — в нориты; карбонатные породы — в основные и ультраосновные породы. Для подобной переработки необходимы громадные количества минерализаторов, приносящих щелочи, алюминий и т. д. Бушвельдская структура, согласно этой гипотезе, представляла собой как бы котел, в который врывались потоки минерализаторов. Метаморфизм происходил в значительной степени в твердом состоянии, без плавления. Местами метаморфизм перерастал в селективное плавление с образованием настоящей магмы, которая могла перемещаться вверх и в стороны в виде силлов диабаза и гранита.

Т а б л и ц а 51

Химический состав пород бушвельдского комплекса [по Дю Тойту, 1957]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	70,19	53,95	48,25	40,45	52,7	50,70	55,30	41,20	32,16	69,20	74,97	72,56
TiO ₂	0,70	0,90	0,05	0,05	0,15	0,20	0,10	0,25	0,95	0,65	0,10	Сл.
Al ₂ O ₃	12,05	9,55	30,60	21,80	21,5	17,90	2,20	1,20	4,17	12,30	12,19	13,36
Fe ₂ O ₃	3,65	0,80	0,90	Нет	0,5	1,30	0,45	7,20	4,80	3,30	3,21	0,95
FeO	3,20	11,40	0,95	4,45	5,80	3,80	10,05	8,20	38,75	3,60	0,38	1,87
MnO	0,13	0,15	Нет	—	—	—	0,15	0,10	0,37	—	Сл.	0,05
MgO	0,12	9,45	0,65	11,05	4,2	10,40	29,80	34,40	15,36	0,20	0,21	0,61
CaO	0,12	8,50	17,75	12,45	12,6	9,80	1,80	1,35	1,96	1,30	1,07	1,63
K ₂ O	5,02	1,50	0,10	0,05	0,3	0,30	сл.	0,30	—	4,95	4,46	5,05
Na ₂ O	4,07	0,95	0,60	0,90	2,1	2,00	0,30	0,20	1,25	3,25	3,04	3,22
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,25	0,20	0,2	0,05	0,20	—	Нет данных	—	Сл.	Сл.
S	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	0,04
H ₂ O ⁺	0,31	2,30	0,25	0,30	0,05	1,00	Нет	5,20	Нет данных	0,70	0,54	0,80
H ₂ O ⁻	0,05	0,15	0,15	0,10	—	0,03	0,10	0,25	То же	0,30	0,08	0,09
CO ₂	—	—	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а . . .	99,74	99,75	100,50	100,80	100,10	97,48	100,45	99,90	99,77	99,75	100,25	100,23

П р и м е ч а н и е. 1 — фельзит; 2 — бушвельдский диабаз; 3 — анортозит; 4 — полевошпатовый норит; 5 — норит; 6 — диаллаговый норит; 7 — бронзитит; 8 — гарцбургит; 9 — гортонолитовый дунит; 10 — гранофир; 11 — красный гранит; 12 — бушвельдский гранит.

Вряд ли эта «революционная» гипотеза является справедливой, по крайней мере по отношению к норитовому телу. Резкие контакты норита с вмещающими породами, малая вероятность образования путем замещения осадочных пород тонких полос таких резко отличных по составу пород как дуниты, нориты и т. д., а главное, наличие других интрузивных комплексов с аналогичным составом и строением, но залегающих среди иных пород, в частности неслоистых (граниты), говорят против принятия этой гипотезы. Вместе с тем эта гипотеза, возможно, окажется справедливой по отношению к гранитам, и в этом случае источник гранитизирующих растворов надо искать в основной габбро-базальтовой магме.

Другим проявлением того же магматического комплекса может служить так называемая Великая дайка Родезии. Это дайкоподобное в плане тело основных и ультраосновных пород имеет ширину от 5 до 10 км и протягивается почти прямолинейно на 500 км, на всем своем протяжении залегая среди гранитов и кристаллических сланцев. Интрузив сложен в основном перидотитами, пироксенитами и норитами, а также ассоциирующими с ними породами, совершенно сходными с породами бушвельдского комплекса. Однако вместо перидотической структуры псевдостратификация рисует здесь узкую синклиналь с наклоном слоев, крутым у ее краев и пологим ближе к ее оси. Обычно внизу залегает перидотит, выше — пироксенит (оба озмеевикованы), еще выше — норит, местами обогащенный полевыми шпатами. Слои хромита мощностью от 7,5 до 30 см залегают среди перидотита. В основании норита имеется зона мощностью в 1—3 м диаллагового норита, содержащего сульфиды и платину. Геофизические наблюдения показывают, что здесь мы имеем действительно дайкоподобное тело, сложенное тяжелыми ультраосновными породами и уходящее на неизвестные глубины. Само собой разумеется, что тело ультраосновных пород с подобными условиями залегания не могло образоваться путем метаморфической переработки вмещающих гранитов.

Плутон Стилуотер в штате Монтана представляет собой крутопадающую интрузивную залежь в докембрийских сланцах и гнейсах на западном склоне Скалистых гор. Предполагается, что первоначально плутон представлял собой лополит или почти горизонтальный пласт, кровля и верхняя часть которого были смыты еще до начала кембрия, причем в это же время нижняя его часть была интродуцирована гранитом. Позже он был перекрыт палеозойскими и мезозойскими осадками, деформирован вместе с последними и снова размыт. В настоящее время обнажениями вскрыта подошва интрузивной залежи и нижняя ее часть с истинной мощностью около 5000 м, сложенная полосчатыми габброидными породами, удивительно похожими на породы бушвельдского комплекса.

В основании залежи выделяется «закаленная» зона диабазового норита с залежами халькопирита и никелистого пирротина мощностью около 90 м; затем следует ультраосновная зона (свыше 700 м), состоящая главным образом из бронзитового пироксенита и гарцбургита с небольшим количеством дунита. Все эти породы обладают полосчатой текстурой. В гарцбургите присутствуют слои хромита. Затем идут нориты, габбро и анортозиты в неправильных перемежающихся слоях; в верхней части этой зоны отмечается заметное обогащение полевыми шпатами. Главными минералами этих трех типов пород являются авгит, бронзит-гиперстен и лабрадор-битовнит. Тонкая ритмическая полосчатость хорошо выражена в нижних двух третях этой зоны. В каждом отдельном прослое, мощность которого может колебаться от сантиметра до нескольких метров, замечается проявление внутренней гравитационной дифференциации, выражающейся в обогащении полевым шпатом верхней части слоя и пироксеном — нижней.

Мончегорский плутон на Кольском полуострове также может быть отнесен к формационному типу дифференцированных интрузий габбро-норитового состава, хотя кислые породы в его составе и отсутствуют.

Плутон образует горизонтальный пласт, внедрившийся между гнейсами и кристаллическими сланцами архея и метаморфическими толщами протерозоя. Он характеризуется расслоенностью, осложненной проявлениями кристаллизационной дифференциации, в результате которой и возникло большое разнообразие горных пород, изменяющих свой состав от оливинитов до лейкократовых габбро-норитов. Характер разреза меняется в западной и восточной частях плутона. В западной части преобладают пироксениты, оливиновые пироксениты и перидотиты, а полевошпатовые породы имеют подчиненное значение и составляют преимущественно придонную часть массива. Восточная часть, в противоположность западной, отличается преобладающим развитием норитов, в то время как ультраосновные породы имеют совершенно подчиненное значение.

Главный плутон сопровождается дайковым комплексом, представленным широко развитыми диабазами, долеритами, базальтами, пикритобазальтами, лабрадоровыми порфиритами, спессартитами, камптонитами, кварцевыми порфирами, гранофирами, альбититами, габбро-пегматитами. Предполагается, что кислые породы даек образованы из расплава, возникшего при плавлении вмещающих плутон кислых пород под действием тепла и газов, выделявшихся основной магмой.

Происхождение габбро-норитовых и других основных и ультраосновных пород этой формации за счет основной — базальтовой, точнее толеитовой (за редкими исключениями) — магмы не вызывает сомнений, хотя за последнее время некоторыми исследователями и развиваются гипотезы метаморфогенного происхождения плутонов этого типа. Против этих гипотез говорят резкие контакты, наличие закаленных краевых фаций, характерный контактовый метаморфизм и т. д. Нет никаких сомнений и в том, что разнообразие основных и ультраосновных пород формации обусловлено процессами кристаллизационной дифференциации. Характер распределения минералов и пород по вертикали внутри таких расслоенных массивов говорит о большой роли гравитационных явлений в дифференциации основной магмы. Вызывает обычно большие трудности объяснение механизма возникновения тонких ритмичных, многократно повторяющихся слоев, характерных для этих интрузий. Лучшее всего происхождение этой слоистости истолковано Р. Коутсом [1937], которым выполнены интересные эксперименты искусственного воспроизведения слоистости при осаждении смеси лабрадора и геденбергита или кварца и пльменита в спиртовом растворе бромформа. Некоторые дополнительные соображения по этому поводу были приведены А. А. Полкановым [1953].

По вопросу о происхождении неперменного компонента этой формации — гранофира или гранита — существуют различные точки зрения. Одни авторы (например, Н. Боуэн) считают, что гранофиры Сёдбери являются нормальным конечным продуктом кристаллизационной дифференциации; другие полагают, что габбро-гранофировые интрузивы возникают в результате последовательного внедрения двух магм — базальтовой и гранитовой. Такая гипотеза была предложена для объяснения строения лополита Сёдбери Т. Фемистером и Бушвельда — Р. Дэли, хотя последний и подчеркивает в своей работе явления метасоматической фельдшпатизации в песчаниках кровли. Третьи приписывают главную роль в образовании гранофиров ассимиляции. К. Феннер еще в 1937 г. утверждал, что граниты кровли Бушвельдского комплекса вообще не являются изверженными породами и относятся к продуктам метасоматической грани-

тизации кварцитов. Эта последняя точка зрения, по-видимому, наиболее близка к истине. Вероятнее всего, что гранофиры и граниты Бушвельда, гранофиры Сёдбери и других интрузивов данной формации по своему происхождению вполне аналогичны гранофирам Карру, т. е. имеют метасоматическое и реоморфическое происхождение, с тем только отличием, что благодаря большим размерам магматических масс, а может быть, и большей их тепловой и химической активности, контактовые явления оказались здесь более интенсивными и породы кровли интрузива испытали не только метасоматическую фельдшпатизацию, но и переплавление с образованием анатектических гранитовых жидкостей, способных к перемещению в пространстве. Обладая низкой температурой кристаллизации по сравнению с подстилающими габбро и норитом, они нередко образуют в последних инъекции. Кроме того, не исключена возможность, что плавление происходило не на месте современного залегания гранитов или гранофиров, а в кровле глубинного очага основной магмы. В таком случае возможна раздельная инъекция кислой «анатектической» и основной «родоначальной» магмы в одну и ту же камеру.

ФОРМАЦИЯ РАПАКИВИ

Формация гранитов рапакиви, судя по ее составу и тектонической позиции, в общем очень близка описанной выше формации дифференцированных интрузий основных пород. Образование гранитов рапакиви также связано с самыми ранними этапами жизни древних платформ.

На Украине и в области Балтийского кристаллического щита они залегают в слабо нарушенных, нередко почти горизонтально залегающих обломочных и вулканогенных отложениях докембрия. Видимо, во всех случаях они образуют пластовые (межформационные) тела и обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с основными породами. Формация в целом характеризуется преобладанием рапакиви, но с непременным участием лабрадоритов. В. С. Соболев [1947] и А. А. Полканов [1955] считают рапакиви глубинными аналогами гранофиров, ассоциирующих с пластовыми интрузиями габбро-норитов и долеритов. Действительно, во многих отношениях, особенно по условиям залегания, тектонической позиции, возрасту и по совершенно своеобразному химизму, граниты рапакиви очень близки к последним. Представители этой формации известны пока только в пределах Украинского и Балтийского щитов, где они являются как бы заменителями крупных дифференцированных габбро-норитовых и анортозитовых комплексов, свойственных Южной Африке, Канадскому и Алданскому щитам.

Коростеньский плутон, сложенный гранитами рапакиви, лабрадоритами и габбро-норитами, по описанию В. С. Соболева [1947], занимает площадь больше 5000 км² и имеет, по всей вероятности, пластообразную или линзообразную форму. Обнажающиеся в центральной части массива на площади около 1000 км² основные породы рассматриваются как породы подошвы пластового тела гранитов, причем они несколько древнее гранитов, но, по-видимому, тесно с ними связаны. Существует, впрочем, и другая точка зрения на структуру этого плутона. Например, А. А. Полканов [1948] рассматривает этот плутон как кольцевую интрузию, в которой ранние основные породы образуют ядро с вертикальными контактами. Коростеньские граниты прорывают пологолежачие кварциты свиты овруч, имеющие платформенный характер. Возраст этих гранитов, определенный аргоновым и свинцовым методами, 1700—1800 млн. лет [Войткевич, 1961, с. 231—234], т. е. близкий возрасту бушвельдского комплекса.

Основные породы плутона представлены лабрадоритами, габбро-норитами, габбро-монцонитовыми породами, мелкозернистыми породами типа габбро-порфиров и диабазов, пегматоидными породами. Все эти породы отличаются сравнительно низкой основностью плагиоклаза и высокой железистостью темных минералов; типично также почти постоянное присутствие калиевого полевого шпата, иногда в таком количестве, что порода приобретает характер, переходный к монцониту. В виде незначительной примеси нередко присутствует кварц, иногда вместе с оливином. В качестве темноцветных отмечены моноклинный пироксен, гиперстен, оливин, иногда биотит и роговая обманка. Все они отличаются высокой железистостью. Интересен габбро-норитовый пегматит, образующий жиллообразные тела в оливиновом габбро-монцоните. Главными минералами пегматита являются олигоклаз-андезин, гиперстен, роговая обманка, оливин, моноклинный пироксен, калиевый полевой шпат и кварц.

Под действием несколько более молодых гранитов все эти основные породы испытывают перекристаллизацию и метасоматоз с преобразованием, например, габбро-норитов в амфиболовое ортоклазовое габбро и кварцевый амфиболовый монцонит, причем в них при этом развиваются округлые зерна калиевого полевого шпата, напоминающие овоиды рапакиви. Такие монцонитовые породы постепенно переходят в более лейкократовые породы сиенит-диоритового характера и, наконец, в гибридные эндоконтактные граниты, обогащенные плагиоклазами и фемическими минералами. В других случаях габбро-норитовые породы обогащаются в контакте биотитом, кварцем и калиевым полевым шпатом.

Граниты Коростеньского плутона только вблизи поверхности имеют буро-красную или розовую окраску. С глубиной они становятся темнее, приобретая зеленовато-бурый и даже черный цвет. Для них характерен ряд особенностей.

1. Порфировидное сложение с выделениями калиевого полевого шпата (нерешетчатый микроклин), часто имеющего овальные очертания и несущего внешнюю плагиоклазовую или пойкилопегматитовую оболочку. Впрочем, наряду с собственно рапакиви широко распространены граниты равнозернистые или с небольшим количеством порфировых выделений.

2. Высокая железистость всех темноцветных минералов, представленным главным образом биотитом и амфиболом, наряду с которыми нередко фаялит и грюнерит.

3. Темная, почти черная окраска кварца.

4. Химический состав отличается высоким содержанием K_2O и ничтожным количеством MgO при сравнительно высоком содержании железа. Отношение $(FeO + Fe_2O_3) : MgO$ (в мол. %) в среднем равно 8,7.

5. Почти все граниты несут ясные следы контаминации в виде ксенолитов, местных скоплений темноцветных минералов с плагиоклазом, явления замещения плагиоклаза микроклином.

Среди гранитовых пород Коростеньского плутона выделяется ряд типов, в том числе рапакиви, биотит-амфиболовые рапакивиобразные граниты, биотитовые граниты, гибридные гранитоиды и т. д. В виде жил среди габбро встречаются кварцевые сиениты, сиенит-диориты, аплитовидные граниты. В самих гранитах имеются жилы гранит-порфиров, микрогранита, аплита, а также отдельные тела пегматитов, богатых кварцем и топазом.

Аналогичные магматические комплексы известны в других местах Украины (сложный плутон Корсунь-Новомиргород), а главным образом по южной окраине Балтийского щита — Ладожский и Выборгский массивы, ряд массивов на южном побережье Финляндии и Аландских остро-

вах, в Швеции [Великославинский, 1953; Полканов, 1953, 1955а, б, 1956].

Выборгский плутон рапакиви и другие интрузии южной окраины Балтийского щита. Вслед за отложением осадков хогландия — иотния начинаются интенсивные радиальные движения, и на южной окраине щита возникает большая радиальная флексура, по которой началось обособление области Балтийского щита от Русской платформы. Образование флексурного изгиба связано с развитием трещин скольжения, почти горизонтальных и отвесных, а также трещин растяжения, которые и послужили путями проникновения магмы. Так сформировались многочисленные дайки и пластовые интрузии самого различного размера и состава. В некоторых местах магма прорывалась на поверхность с образованием многочисленных лавовых покровов.

Собственно Выборгский плутон, по данным Д. А. Великославинского [1953], занимает площадь около 18 тыс. км² и представляет собой горизонтальное пластообразное тело, вторгшееся в песчаники иотния. Абсолютный возраст гранитов рапакиви, определенный аргоновым и свинцовым методами, около 1650 млн. лет. Выборгский плутон является многофазным и представляет собой только часть сложного магматического комплекса, в котором выделяются: 1) основные породы — габбро, габбро-нориты, нориты, лабрадориты, образующие обособленный массив и испытавшие контактовый метаморфизм со стороны гранитов рапакиви; 2) граниты, образующие сложный многофазный плутон; 3) эффузивные породы — лавовые потоки лабрадоровых порфиритов, лабрадоровых сиенит-порфиров и кварцевых порфиров, являющихся аналогами габбро и гранитоидных пород данного комплекса; 4) породы многофазных даек, сложенных по краям диабазом, а в центральных частях сиенит-порфиром или кварцевым порфиром.

Наиболее древними образованиями Выборгского гранитного плутона являются «лапее-граниты» (точнее кварцевые сиенит-диориты), вслед за ними последовательно внедряются «выборгит» (собственно рапакиви), порфировидный рапакиви, трахитоидный рапакиви, аплит и пегматит-рапакиви. В состав этих пород входят ортоклаз и микроклин, образующие крупные выделения, часто с оболочкой плагиоклаза, затем плагиоклаз, темный или даже черный кварц, роговая обманка и биотит; оба последних минерала являются существенно железистыми и почти не содержат магния. В общем, по особенностям структуры и минерального состава выборгские рапакиви очень напоминают коростеньские, с тем только отличием, что здесь отсутствуют фаялит и пироксены. Упомянутые выше эффузивные породы по химизму и некоторым особенностям минерального состава (черный кварц, ортоклаз с каймами плагиоклаза в порфировых выделениях) напоминают интрузивные рапакиви. Химизм выборгских гранитов рапакиви, так же как и коростеньских, характеризуется прежде всего резким преобладанием железа над магнием и калия над натрием, что В. С. Соболев и А. А. Полканов считают весьма типичным для рапакиви и вообще гранитов платформ.

В некоторых случаях основные и кислые породы сосредоточены в одном магматическом теле. Например, в Валаамском силле описаны кварцевый габбро-монцит, кварцевый габбро-сиенит, кварцевый сиенит-диорит, меланократовый калиевый гранит, калиевый гранит-аплит. Этот ряд пород возник в результате гравитационной и частью гравитационно-кинетической дифференциации в самом массиве [Николаев, 1957].

По вопросу о происхождении гранитов рапакиви существуют самые различные точки зрения, но характерно, что В. С. Соболев [1947] на основании изучения Коростеньского плутона, Д. А. Великославинский

[1953] в результате исследования Выборгского плутона и А. А. Полканов [1953, 1955а, б, 1956], исходя из общетеоретических построений, пришли в конечном счете к почти одинаковому заключению о происхождении магмы гранитов рапакиви в результате селективного плавления древних пород под действием громадных масс базальтовой магмы, сопровождаемого кристаллизационной дифференциацией. При этом В. С. Соболев подчеркивает, что одним из закономерных продуктов кристаллизационной дифференциации синтектической магмы являются значительные массы анортозитов.

ФОРМАЦИЯ АНОРТОЗИТОВ

Анортозиты как петрографический тип пород встречаются в составе многих сильно дифференцированных магматических комплексов, как геосинклинальных, так и особенно платформенных; в частности они широко распространены в составе только что описанных формаций рапакиви и дифференцированных габбровых и норитовых интрузий. Но в природе существует и давно уже выделена особая анортозитовая магматическая формация, сложенная существенно анортозитами и только сопровождающаяся нормальными габбро, норитами, сиенитами и гранитами. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [1961], характеризуя собственно анортозитовые ассоциации, подчеркивают, что они встречаются только в докембрии, образуют интрузии с куполообразной кровлей, ассоциируют с габбро-норитами и норитами, пироксеновыми гранитами, сиенитами и монцонитами, а также то обстоятельство, что лавы анортозитового состава неизвестны, хотя и встречаются редкие примеры дайковых пород, обладающих составом анортозита и структурой, указывающей на образование их из подвижной жидкости. Очень характерна тектоническая позиция больших анортозитовых комплексов. Они, видимо, во всех случаях образуют крупные и даже иногда громадные пластовые тела с площадью выходов на дневную поверхность в тысячи квадратных километров, располагающиеся по окраинам кристаллических щитов. Можно предполагать, что возникновение их, так же как и интрузий рапакиви, во многих случаях (Канадский и Алданский щиты) связано с образованием флексурных перегибов и разломов при дифференциации древних кратонов на щиты и платформы.

Для описываемого анортозитового формационного типа характерно преобладание анортозитов, которые ассоциируют с норитами, габбро-норитами и габбро; между этими типами пород возможны постепенные переходы. В некоторых случаях совместно с анортозитами и собственно габброидными породами в единый магматический комплекс объединяются пироксеновые диориты, монцониты и сиениты, а также пироксеновые граниты, близкие к рапакиви, образующие самостоятельные более поздние интрузии.

Для пород анортозитовых формаций самым характерным и распространенным минералом является плагиоклаз, состав которого в разных случаях может меняться; преобладают все же средние плагиоклазы — основной андезин и кислый лабрадор. Наряду с плагиоклазом в анортозитах иногда встречается калиевый полевой шпат. Темноцветные минералы представлены преимущественно ромбическими пироксенами. Моноклинные пироксены, а также оливины распространены гораздо меньше, главным образом в собственно габброидных породах. Иногда моноклинный пироксен бывает замещен роговой обманкой. Характерными примесями являются ильменит и титаномagnetит.

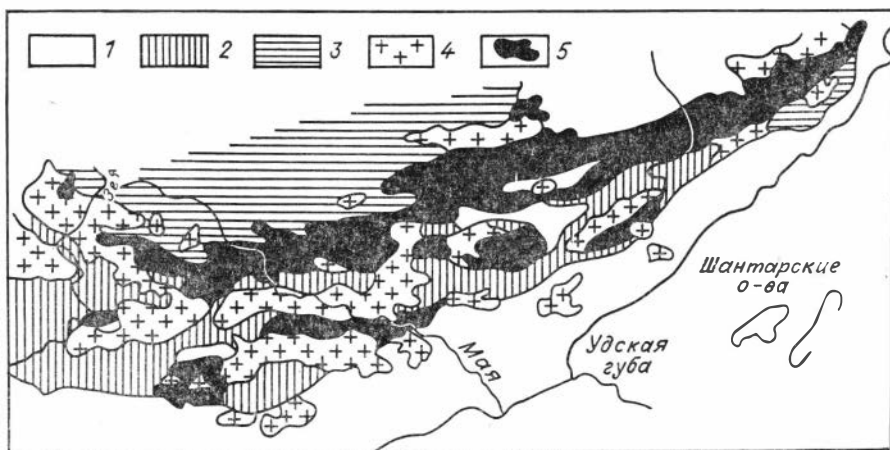


Рис. 78. Джугджурский анортозитовый массив.

1 — палеозой и эффузивный мезозой; 2 — протерозой; 3 — архей; 4 — гранитоиды разного возраста; 5 — габбро и анортозиты.

Металлогения анортозитовых формаций очень характерна. С ними генетически связаны крупнейшие месторождения титановых руд магматического генезиса, имеющих ильменитовый, гематит-ильменитовый, ильменит-магнетитовый, а иногда и рутил-ильменитовый состав, и нередко обогащенные апатитом и сульфидами [Малышев, 1957].

Джугджурский анортозитовый комплекс. Вдоль южного обрамления Алданского щита, сложенного архейскими кристаллическими сланцами, выявлен ряд анортозитовых массивов, образующих пояс длиной свыше 1200 км. Лучше других изучен самый крупный из них — Джугджурский массив, протягивающийся на 450 км при видимой ширине до 30 км. По описанию А. П. Лебедева и Н. В. Павлова [1957], Джугджурский массив образует линейное тело, залегающее, по-видимому, по поверхности несогласия между кристаллическими сланцами архея и метаморфическими толщами протерозоя. Возраст определяется тем, что анортозиты размещены среди гнейсов и сланцев нижнего протерозоя и сами прорываются гранитоидами древнестанового комплекса [Мошкин, 1958], а также трансгрессивно перекрыты эффузивно-осадочными толщами юры и мела (рис. 78).

По А. П. Лебедеву и Н. В. Павлову [1957], Джугджурский интрузив — это межформационная залежь, падающая на северо-запад, т. е. под Алданский щит. Внутреннее его строение характеризуется грубой расчлененностью и пространственным обособлением трех зон. Верхняя зона, располагающаяся в северо-западной части массива, сложена почти не содержащими темноцветных компонентов чисто плагиоклазовыми породами, названными лабрадоритами. Средняя зона представлена анортозитами, содержащими 1—3 % темноцветных минералов. В этой зоне наряду с анортозитами в отдельных участках присутствуют лабрадориты и породы габбро-норитовой серии. Темноцветные минералы иногда обособляются в виде шлиров. Судя по схеме на рис. 79, нижняя (юго-восточная) зона, занимающая наибольшую площадь, сложена габбро-норитами, норитами, среди которых обособляются участки пироксенитов. На границах между этими зонами выделяются полосы, обогащенные различной формы шлировыми обособлениями пород, близких по составу нижележащей зоне. По другим данным [Мошкин, 1958], краевые части массивов характеризуются

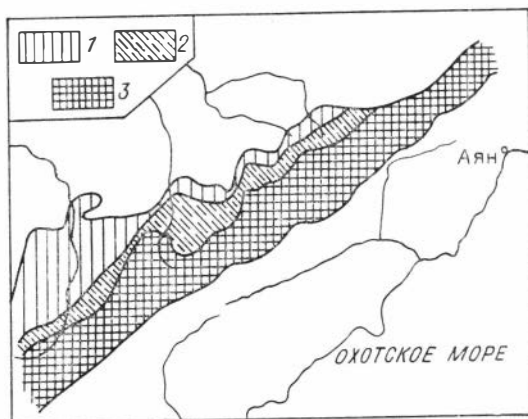


Рис. 79. Схема зональности Джугджурского анортозитового массива [по Павлову, Лебедеву, 1957].

1—3 — зона: 1 — лабрадоритов, 2 — анортозитов, 3 — габбро-норитов и норитов.

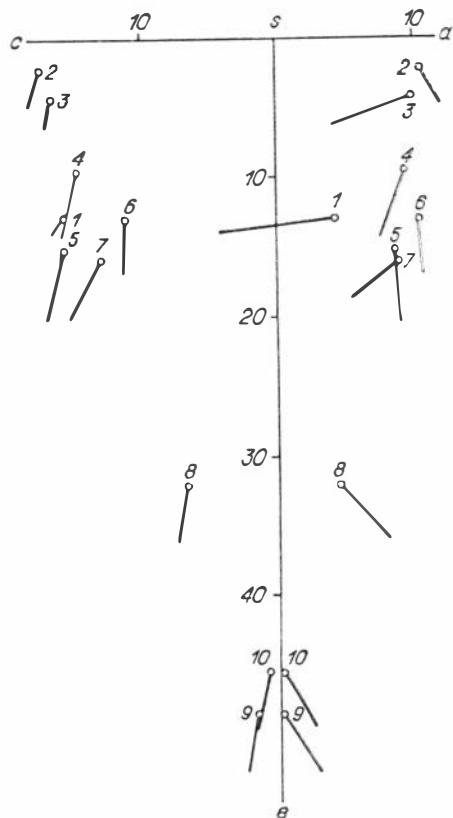


Рис. 80. Диаграмма химических составов пород Джугджурского анортозитового массива.

ся широким развитием полосчатых габбро, габбро-амфиболитов, амфиболитов и габбро-диабазов.

Плагноклазы, являющиеся главным компонентом пород Джугджурского комплекса, имеют довольно постоянный состав с колебаниями содержания анортита от 47 до 62 %. Темноцветные минералы представлены ромбическими и моноклинными разностями. Главные минералы-примеси — магнетит, ильменит, апатит.

В табл. 52 приведены химические анализы пород Джугджурской интрузии и на рис. 80 диаграмма, составленная на основании пересчета данных этих анализов по методу А. Н. Заварицкого. Сравнение пород Джугджурского массива по основным числовым характеристикам с породами дифференцированных платформенных интрузий, например, Бушвельдского комплекса, а также дифференцированных габброидных интрузий складчатых зон (Уральская габбро-пироксенит-дунитовая формация), показывает, что петрохимические их особенности индивидуальны. Они не повторяют сколько-нибудь близко петрохимических особенностей последних — в частности, в анортозитовых комплексах полностью отсутствует обогащение железом продуктов дифференциации исходной магмы.

Западнее, в бассейне рек Олекмы и Калара, выделен так называемый **каларский габбро-анортозитовый комплекс**, принадлежащий к наиболее ранним интрузиям нижнего протерозоя [Салоп, 1958]. Наиболее распространены в его составе анортозиты, габбро-анортозиты и габбро; редко встречаются оливковые габбро. Очень типичны обогащенные титаномagnetитом габбро и габбро-анортозиты, в которых обособляются пластообразные рудные тела. Для пород характерна первичная полосчатость,

Химический состав пород Джугджурской анортозитовой интрузии [по Лебедеву, Павлову, 1957]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	53,70	52,26	53,09	52,16	52,13	52,84	49,42	50,44	48,56	41,82
TiO ₂	0,12	Сл.	0,09	0,12	0,25	0,41	0,23	0,33	0,70	0,71
Al ₂ O ₃	30,90	28,53	29,43	27,01	23,49	22,11	27,03	13,55	3,18	5,69
Fe ₂ O ₃	0,71	0,80	0,26	0,78	0,99	2,91	2,49	2,00	3,30	9,67
FeO	0,30	0,50	0,50	2,09	4,43	4,73	3,68	7,22	16,57	15,90
MnO	Сл.	—	0,02	0,03	0,09	0,03	0,06	0,10	0,36	0,24
MgO	0,68	0,29	0,38	2,37	5,04	2,70	2,26	7,57	13,30	9,98
CaO	11,53	12,30	11,72	10,67	9,96	8,69	9,62	14,82	13,03	10,47
Na ₂ O	1,04	3,11	3,10	2,94	2,89	4,00	2,28	1,75	0,20	0,70
K ₂ O	0,91	1,44	1,21	1,31	1,06	0,38	1,92	0,48	0,10	0,30
H ₂ O ⁺	—	—	0,14	0,71	0,09	0,85	0,95	0,17	0,70	0,66
H ₂ O ⁻	0,12	0,23	0,16	0,19	0,12	0,31	0,16	—	0,20	0,12
П. п. п.	0,40	0,51	—	—	—	—	—	1,68	—	—
S	—	—	0,11	0,02	0,03	0,67	1,03	—	0,50	6,05
Cu	—	—	Нет	—	—	—	—	—	Нет	—
Ni	—	—	»	Нет	Нет	Нет	0,06	—	»	0,09
Co	—	—	»	»	»	»	Сл.	—	»	0,02
Сумма...	100,38	99,97	100,21	100,4	100,57	100,63	101,19	100,21	100,70	102,42

Примечание. 1—3 — анортозит; 4, 5 — норит; 6—8 — габбро-норит. 9 — вебстерит; 10 — плагиоклазовый вебстерит.

а также субпараллельная ориентировка минералов, возникшая не только в процессе магматического течения, но в ряде случаев в условиях протоклаза и отчасти катаклаза. Размеры интрузивных тел колеблются в широких пределах. Наиболее крупный Олекминский плутон имеет в длину около 160 км при средней ширине 10—20 км. Он представляет собой плоскую интрузивную залежь, погружающуюся к востоку и вытянутую вдоль зоны разлома. В восточной части Олекминского плутона с анортозитами ассоциируют габбро-сиениты и своеобразные микроклиниты. Контактное воздействие габбро-анортозитов выражено в образовании альбитовых роговиков типа адинолов.

Юго-восточная окраина Канадского кристаллического щита сопровождается аналогичным же поясом габбро-анортозитовых массивов. Лучшее других изучен анортозитовый массив Адирондака на севере штата Нью-Йорк, залегающий в осадочных толщах серии гренилл. Он является только одним из компонентов (наиболее ранним) серии последовательных интрузий разного состава. Вслед за внедрением анортозитов были образованы (в последовательности, соответствующей порядку перечисления): интрузия ненасыщенных оливиновых габбро, интрузия диоритов, интрузия пироксен-кварц-сиенитовой магмы, в результате дифференциации которой образовались богатые пироксеном сиениты, кварцевые сиениты и биотитовые граниты. Некоторые исследователи эти породы связывают в единый магматический комплекс, другие считают, что анортозиты, с одной стороны, и оливиновые габбро, с другой, являются самостоятельными магматическими комплексами. Плутон анортозитов занимает площадь около 3000 км² и имеет, судя по ориентировке полосчатости, линзовидную

форму и пологое (под углом 20—30°) падение на северо-восток. Кроме главного массива наблюдается несколько анортозитовых интрузивов, образующих почти согласные пласты или sill в метаморфических толщах серии гренвилл. В главном анортозитовом теле обнаруживаются расчлененность и последовательные интрузии с образованием анортозитов, габбро-анортозитов, габбро, а также меланократового габбро, обогащенного апатитом и титаномagnetитом.

Крупное интрузивное тело анортозитов, габбро и гранитов рапакиви известно в районе **Нордингра в Швеции** на западном побережье Ботнического залива. Интрузивное тело, пластообразное по форме, несколько наклоненное к востоку, залегает в толще сланцеватых архейских мигматитов. Первая порция основной магмы, по Г. Эккерману [Eckermann, 1938], при гравитационной дифференциации расслоилась на верхний горизонт анортозитов и нижний горизонт габбро. Габбро и анортозиты брекчированы и сцементированы материалом габбро-пегматитов и более молодых натриевых пегматитов. Вторая фаза интрузии представлена гранитами рапакиви, которые в северной части плутона образуют залегающее в габбро пологое пластообразное тело. Третья фаза интрузии дала диабазы, опять-таки залегающие в виде пологой пластины среди гранитов рапакиви. Такой интрузивный комплекс мог бы быть отнесен к типу формации рапакиви, и вопрос этот решают, в конечном счете, количественные отношения между главными типами пород.

Интрузивный комплекс Эгерсунна — Согналя [Хольтедаль, 1957] в Норвегии состоит в основном из анортозитов и других своеобразных пород. В анортозитах полевой шпат — андезин, пироксены — только ромбические. Породы имеют в общем массивную, иногда гигантозернистую структуру с размерами отдельных кристаллов плагиоклаза до 1 м. Эти породы главным образом и составляют интрузивный комплекс. В целом он моложе гнейсов и гранитогнейсов древнего фундамента. С анортозитами комплекса тесно связаны: 1) норит-анортозиты, имеющие незначительное распространение и развитие в краевых зонах; 2) бронзитовые граниты (биркремиты); 3) кварцевые монцониты, содержащие биотит и роговую обманку (фарсуниты). Кроме того, в менее значительных количествах встречаются, с одной стороны, типичные основные породы: габбро, нориты, ильменитовые породы, а с другой — гранитовые пегматиты.

Происхождение анортозитов является одной из наиболее сложных проблем в петрологии и, по-видимому, в разных случаях может быть различным.

Нет сомнений в том, что относительно тонкие прослойки анортозитов в сильно дифференцированных пластовых интрузиях норита возникли в результате процессов кристаллизационной дифференциации, но крупные массы анортозитов обладают такими особенностями, которые затрудняют возможность принять какую-либо простую схему. Например, Р. Болк [Balk, 1931] для объяснения происхождения Адирондакского комплекса предложил следующее объяснение. Родоначальная магма имела диоритовый состав. Кристаллизация большого количества плагиоклаза и меньшего количества пироксенов имела место во время движения магмы, причем кристаллы оставались во взвешенном состоянии. Во время длительного периода интрузии образовались три типа пород: габбро, анортозит и снейт; снейт рассматривается как продукт кристаллизации остаточного расплава, отжимавшегося от кристаллов, скопления которых и образовали крупные массы анортозитов, включавших небольшие тела габбро. А. Баддингтон [Buddington, 1937], кроме того, считает, что адирондакские породы были переработаны в процессе метаморфизма. И. И. Малышев

[1957], рассматривая вопрос о происхождении анортозитов в общей форме, также приходит к выводу об образовании их в результате ранней кристаллизации плагиоклазов при дифференциации габбро-базальтовой магмы. А. П. Лебедев [1953, 1957], признавая процесс кристаллизационной дифференциации ведущим при образовании небольших скоплений анортозитов в расслоенных основных интрузиях, вместе с тем приходит к выводу, что такие крупные анортозитовые интрузии, как Джугджурская, обязаны своим возникновением процессам глубинной ассимиляции глиноземного и карбонатного материала гранитовой магмой с образованием анортозитовых расплавов, интродуцировавших в верхние структурные этажи. Некоторые исследователи анортозитов вообще не считают их магматическими породами. Например, Т. Барт [Barth, 1936], изучивший анортозитовый комплекс Эгерсунн — Согндаль в Норвегии, не обнаружил в нем признаков магматического происхождения. Наоборот, полевые наблюдения скорее говорят о метасоматическом происхождении анортозитов.

Для этого заключения приводятся следующие основания: 1) гигантские кристаллы однородного андезина иногда достигают длины 120 см; 2) крупные кристаллы гиперстена в 20 см длиной образуют в анортозите полосы и линейные текстуры; 3) однородные недеформированные кристаллы андезина, образующие как бы «порфировидные выделения», лежат в слоистой или гнейсообразной основной массе и представляют собой, очевидно, порфиробласты немагматического происхождения; 4) главная масса анортозитов пересечена большим количеством даек анортозита с более кислым плагиоклазом, чем плагиоклаз основной массы. Если эти дайки являются продуктом остаточной магмы, то, следовательно, такое происхождение не могут иметь окружающие монцитониты и граниты, которые обычно рассматриваются как продукты кристаллизации остаточных расплавов, отжатых от каши ранних плагиоклазов.

Как видим, представления о происхождении анортозитов, действительно, весьма разнообразны, и вопрос этот еще далек от разрешения. К этому надо добавить, что чисто метаморфические породы типа пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев нередко имеют вполне анортозитовый состав и их описывают в качестве интрузивных анортозитов.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ К ПРОБЛЕМЕ СООТНОШЕНИЙ МАГМАТИЗМА И ТЕКТониКИ

Учение о магматических формациях — это новая область геологии, стоящая как бы на стыке петрологии и геотектоники. Поэтому совершенно естественно, что размышления над проблемой магматических формаций и, в особенности, анализ геологической позиции выделенных автором формационных типов приводят к ряду выводов и обобщений, далеко выходящих за круг вопросов, рассматриваемых в этой работе и касающихся главным образом важной проблемы соотношений магматизма и тектоники. Автор прекрасно понимает, что эта проблема сложна и обширна, и совсем

не претендует на рассмотрение ее во всей широте. Просто он считает своим долгом сделать некоторые обобщения, а также поделиться с читателями рядом соображений, которые являются логическим следствием его работы над типизацией естественных ассоциаций магматических пород. Делается это главным образом для того, чтобы показать, как много материала для решения некоторых кардинальных проблем может дать целеустремленный пересмотр даже уже хорошо известного материала с новых позиций и с применением новой методики, в данном случае — методики формационного анализа.

Как известно, распространение тех или иных конкретных магматических комплексов ограничивается определенными тектоническими структурами; точно так же обнаруживается связь тех или иных формационных типов с определенными типами тектонических структур. Формации геосинклинальных этапов развития подвижных зон представляют собой весьма резко ограниченную группу, отдельные представители которой тесно связываются между собой взаимными переходами, а также близкими возрастом и тектонической позицией. В эту группу отнесены ранние продукты магматизма подвижных зон. Среди них выделены: ряд эффузивных и эффузивно-интрузивных (спилит-диабазовая и кварц-кератофировая), а также ряд интрузивных формаций (габбро-диорит-диабазовая, габбро-пироксенит-дунитовая, габбро-плагногранитовая, плагногранитовая, а также стоящая несколько особняком гипербазитовая). Все это — проявления частью доскладчатого магматизма в виде подводных излияний и пластовых интрузий, частью соскладчатого и послескладчатого в виде трещинных или пластовых интрузий. Очень характерной особенностью всех магматических формаций этой группы является контрастность их состава, выражающаяся в решительном преобладании, с одной стороны, основных габбро-базальтовых пород, а с другой — пород состава натровый липарит или плагногранит. Необходимо особо подчеркнуть натровый характер всех кислых пород этой группы и типичную весьма малую химическую активность всех, как основных, так и кислых, магм.

Особое положение в данной группе занимает гипербазитовая формация, отличающаяся не только составом, но и тектонической позицией. Распространенное представление о строгой приуроченности всех гипербазитовых комплексов к «начальным» этапам развития подвижных зон неверно, ибо гипербазиты нередко пересекают типичные андезитовые формации, являются непосредственными предшественниками гранитов и вообще сравнительно поздними продуктами магматизма подвижных зон (Урал, Сихотэ-Алинь). Но совершенно ясна их связь с крупными разломами, проникающими в мантию.

Конечно, все эти особенности магматизма геосинклинального этапа развития подвижных зон не являются случайными, но находятся в связи или прямо обуславливаются особенностями тектоники подвижных зон на ранних стадиях его развития.

Магматические формации, объединяемые в группу «орогенных» формаций подвижных зон, отчетливо связаны со сменой геосинклинальных условий режимом устойчивых поднятий и пространственно приурочены к областям с утолщенной осадочно-метаморфической корой. В связи с этим эффузивные комплексы этой группы представлены преимущественно наземными фациями, а интрузивные — всегда локализованы во вполне консолидированных толщах. Будучи послескладчатой, эта группа формаций наиболее характерна для эпохи общего замыкания геосинклиналей, но она образуется и в еще более жестких структурах, например в пределах срединных массивов и в зонах активизации древних платформ. С дру-

гой стороны, формации этой группы могут быть и очень ранними, появляясь, например, одновременно и рядом со спилит-диабазовыми и кварц-кератофировыми формациями, но только в пределах интрагеоантиклинальных структур или островных дуг, воздымающихся на фоне общего геосинклинального прогиба.

В этой группе выделяются три ряда формаций. Ряд эффузивных (андезитовая, трахиандезитовая и липаритовая) и ряд субвулканических интрузивных (габбро-диорит-гранодиоритовая, габбро-сиенитовая, субвулканическая гранитовая) формаций тесно связаны друг с другом. Во многих случаях доказано, а в других предполагается, что эффузивные и интрузивные формации близкого состава образуют единые эффузивно-интрузивные (или вулканоплутонические, по терминологии Е. К. Устиева [1963]) формации или комплексы, будучи, по-видимому, связанными и общностью магматических очагов. Формации обоих рядов характеризуются пестротой состава при значительном преобладании средних пород. Интрузивные комплексы большей частью многофазны; в связи с ними широко развиты дайки диорит-порфиритов, лампрофиров, диабазов и т. д. Химическая активность магм, особенно средней и кислой, в общем значительно выше по сравнению с активностью магм, создающих предыдущую группу. Поэтому образование интрузивов сопровождается далеко идущими контактово-реакционными процессами (ассимиляция, контактовый метасоматоз, магматическое замещение). Разнообразны и интенсивны постмагматические гидротермальные процессы, создающие разнообразные рудные месторождения.

Несколько особое положение в этой группе занимает ряд гранитоидных формаций батолитового типа. Для них характерна достаточно ясно выраженная зависимость состава интрузивных комплексов от состава вмещающих пород. В мощных толщах глинистых сланцев образуются тела преимущественно гранитового, в граувакковых толщах — гранодиоритового состава, а в эффузивно-карбонатно-сланцевых — интрузивы «пестрого» состава с широким развитием диоритов, кварцевых диоритов, диорит-сиенитов, сиенитов, щелочных сиенитов и т. д. Взаимоотношения с вмещающими породами показывают ведущую роль в их образовании процессов магнезиального и щелочного метасоматоза и магматического замещения. Типичным является также отсутствие связи с эффузивами. Дайковая свита представлена лейкократовыми гранитами, аллитами и пегматитами.

Неверно распространенное представление о специфической связи времени образования крупных тел батолитовых гранитов с «главной фазой складчатости». В действительности громадное большинство крупных гранитоидных и плутонов средних и малых глубин размещается в уже собранных в складки и даже кливажированных осадочных толщах. При этом необходимо подчеркнуть и еще одно обстоятельство. Как известно, продолжительность существования отдельных геосинклинальных прогибов может быть очень различной. Одни из них относительно быстро «выходят из строя» и превращаются в жесткую структуру — область заверненной складчатости; другие, наоборот, очень долго сохраняют свою подвижность и ведут себя в течение многих геологических периодов как области накопления геосинклинальных толщ исключительной мощности. И вот оказывается, что консолидация подвижной зоны и превращение ее в область заверненной складчатости (молодую платформу) всегда наступает вслед за образованием крупных гранитоидных батолитов, причем и степень консолидации находится в прямой зависимости от масштаба гранитового магматизма. О характере причинных связей между этими явлениями — консолидацией подвижной зоны и гранитовым магматизмом — можно

только догадываться. Например, можно предположить, что массовый гранитовый магматизм требует затраты таких больших количеств энергии, что подвижная зона на какое-то, обычно весьма значительное время, как бы мертвоет — стабилизируется. При этом продолжительность этого времени тоже сильно зависит от масштаба гранитоидного магматизма.

Возрастные соотношения вулканоплутонических формаций, с одной стороны, и батолитовых гранитоидных интрузий, с другой, могут быть различными, но в большинстве случаев вулканоплутонические формации являются послеплатформными и, следовательно, формирующимися в обстановке молодой платформы.

Под названием «устойчивые области» в этой работе объединяются древние и молодые платформы, а также океанические блоки, т. е. все структуры земной коры, которые не включаются в понятие подвижных зон, хотя надо сказать, устойчивость этих структур, конечно, относительна. Такие разнообразные структуры объединяются под одним названием совершенно условно на том основании, что все они характеризуются в общем одинаковым или близким базальтовым или щелочно-базальтовым магматизмом. Ряд эффузивно-интрузивных (покровно-силловых) формаций представлен трапповой, щелочными оливин-базальтовыми формациями континентов и океанов и щелочно-базальтоидной формацией. По-видимому, между всеми ними нет резких границ и налицо совершенно постепенные переходы. Различия в составе материковой и океанической щелочных оливин-базальтовых формаций очень незначительны. В особый ряд выделены весьма разнообразные, по мало распространенные формации центральных интрузий и трубок взрыва, представляющих собой своеобразную форму проявления базальтового, частью ультраосновного магматизма, специфичную для устойчивых областей.

Все эти формационные типы обычно относят к категории платформенных формаций, что не совсем точно, так как, во-первых, эта группа формаций возникает не только в обстановке древних платформ, но и в обстановке таких типов структур, которые сейчас называют молодыми платформами или областями завершенной складчатости, и даже в обстановке океанических блоков, природа которых до сих пор, по существу, не известна. Во-вторых, собственно платформенный режим, по-видимому, всегда полностью амагматичен, и проявления магматической деятельности на древних и молодых платформах всегда оказываются связанными с нарушением этого режима или, иначе говоря, с активизацией таких жестких «устойчивых» структур, выражающейся ярче всего в возникновении и последующем обрушении сводовых поднятий.

В четвертом крупном подразделении принятой в этой книге классификации объединены «Некоторые особые типы формаций щитов и ранних стадий развития древних платформ». Эти формации, действительно, отличаются, с одной стороны, своеобразием той тектонической обстановки, в которой они были образованы, а с другой — своей неповторимостью, принадлежностью их всех к образованиям древнего докембрия. Ряд мигматитовых формаций встречается, по существу, только в пределах кристаллических щитов; любопытным обстоятельством является совершенно различная тектоническая обстановка образования мигматитов граулитовой и мигматитов амфиболитовой фаций. Мигматиты гранулитовой фации, так же как и связанные с ними чарнокиты, на всех щитах пользуются региональным распространением и образуются в результате высокотемпературного и «сухого» ультраметаморфизма. Их состав, текстуры, условия залегания и характер распространения заставляют подозревать, что они возникли в результате разогревания громадных участков планеты без

существенного привноса материала и без существенных деформаций метаморфизующегося субстрата. В совершенно иной обстановке образовались мигматиты амфиболитовой фации, всегда более поздние по сравнению с кристаллическими сланцами гранулитовой фации и связанные в своем распространении со сравнительно узкими зонами, несущими следы вертикальных и весьма напряженных дифференцированных движений. Процессы мигматизации и анатексиса в этом случае связаны с инфильтрационным перемещением материала на значительные расстояния.

Тектоническая обстановка образования ряда габбро-гранитовых формаций ранних этапов установления платформенного режима на древних платформах весьма близка обстановке образования трапповых формаций, причем и сложены габбро-гранитовые формации породами, петрохимически близкими или тождественными трапповым породам. Отличием являются масштабы основного интрузивного магматизма. Последний никогда позже не повторялся в таком виде и в таких размерах и проявился образованием ряда громадных сильно дифференцированных интрузивов основного состава, часто сопровождаемых телами гранитов, сосредоточенными в кровле названных интрузивов. Иначе говоря, ряд габбро-гранитовых формаций есть как бы эквивалент трапповой формации, в котором по сравнению с последней гипертрофировано все, начиная с размеров интрузивных тел и кончая масштабами дифференциации.

Таким образом, зависимость состава магматических формаций от типа строения того или иного блока литосферы, в пределах которого они образуются, выступает весьма ярко, и имеются основания думать, что очень большую роль в определении характера магматизма в каждом случае играют мощность, состав и физические свойства земной коры. Подобные зависимости можно обнаружить и в менее крупном плане. Известно, например, что складчатые области с эвгеосинклинальным и многоэосинклинальным типами развития по характеру магматизма отличаются друг от друга коренным образом и т. д. Но вместе с тем — и это необходимо подчеркнуть — связь тех или иных типов магматических формаций с определенными типами тектонических структур (особенно с определенными этапами развития последних) может быть намечена только в самой общей форме и только в самом крупном плане, причем исключений из общих закономерностей обнаруживается столь много, что попытки построения классификации магматических формаций только на тектонической основе положительных результатов не дают. Причина неудач заключается прежде всего в том, что, как теперь выясняется, по существу, каждая геосинклинальная область развивается по своему плану, причем особенно много индивидуальных различий оказывается в том случае, когда сопоставляются геосинклинальные области разного времени заложения. В этом обнаруживается определенная направленность планетарного масштаба в развитии геологических и, в частности, магматических процессов, выражающаяся в том, что некоторые типы магматических формаций оказываются специфичными только для какого-то определенного периода в развитии Земли и совсем не образовывались или появлялись только в небольших количествах в другие периоды. С другой стороны, нередко мы обнаруживаем, что многие типы магматических формаций переходят из своих «родных» структур в соседние, где им вообще «не положено» образовываться. Например, известны случаи образования трапповой формации в обстановке эпикратонной геосинклинали (Таймыр), андезито-дацитовых, липаритовых и гранитовых формаций в зонах активизации древних платформ (Становик, Китайская платформа).

Не менее часто магматические формации в пределах той или иной складчатой области появляются, так сказать, не вовремя, во всяком слу-

чае сравнительно с идеальной этапной схемой развития подвижных областей. Примером может служить по крайней мере четырехкратное появление гипербазитовых интрузий на Урале или очень позднее образование гипербазитов Сихотэ-Алиня (в нижнем мелу, непосредственно перед образованием крупных, тоже нижнемеловых, гранитовых интрузий), несмотря на то, что здесь мы имеем непрерывный разрез геосинклинальных отложений громадной мощности, формировавшихся во всяком случае с девона до верхней юры. И подобных примеров можно было бы привести очень много.

Все эти отклонения даже от самых общих схем закономерностей тектонического размещения магматических формаций объясняются, конечно, тем, что природа магматической и складчатых форм тектогенеза принципиально различна. Имеются основания думать, что всякий магматизм является прямым отражением процессов, идущих внутри планеты, главным образом в ее мантии (ее дифференциация, в частности, дегазация и т. д.); несомненна непосредственная связь магматических процессов с жизнью таких разрывных структур, которые получили название глубинных разломов. Глубинные же разломы, по крайней мере те из них, которые контролируют магматизм, далеко не всегда совпадают по времени образования с заложением геосинклинальных трогов, а по направлению — с геосинклинальными складчатыми структурами. Как известно, глубинные разломы часто совсем не проявляются в приповерхностных геологических структурах, обнаруживаясь только цепочками вулканов или интрузивов, нередко пересекающих складчатые зоны поперек или косо и уходящих из последних в жесткие платформенные блоки и т. д. Иначе говоря, глубинные разломы и связанные с ними магматические процессы, с одной стороны, и процессы складкообразования, с другой, могут не совпадать друг с другом в пространстве и времени, причем возможны их самые разнообразные сочетания. Но вместе с тем намечается одна очень любопытная закономерность: в громадном большинстве случаев магматизм (в том числе и базальтовый) связывается во времени и пространстве с поднятиями, а не с образованием прогибов, как это часто считают. В общей форме эта связь может объясняться тем, что то и другое явления, в конечном счете, представляют собой результат действия в данном секторе Земли восходящего потока энергии и легких продуктов глубинной дифференциации земного вещества [Шмидт, 1950; Виноградов, 1959; Белоусов, 1954, 1966]. Энергетические явления (разогревание и увеличение объема) должны несколько опережать перемещение вверх продуктов земной дегазации. Такой вывод может вызвать возражения, так как для всех стало привычным связывать по крайней мере базальтовый магматизм с заложением прогибов, а не с поднятиями. Но более тщательный анализ тектонической обстановки, в которой образуются различные магматические формации, приводит к выводу, что даже в эвгеосинклинальных областях ранние вспышки базальтового вулканизма обычно связываются с возникновением и развитием первых поднятий внутри области общего погружения, на склонах которых обычно и формируются спилитовые и диабазовые формации. Такая связь магматизма с поднятиями обнаруживается также в истории развития межгорных прогибов, которые обычно образуются в результате обрушения сводовых структур. Но особенно ярко эта закономерность проявляется в магматических формациях устойчивых областей. Анализ обстановки образования формаций, типичных для этих областей, приводит к выводу, что собственно платформенный режим является принципиально амагматичным, рождение же так называемых «платформенных» магматических формаций связано с нарушением такого

режима, с активизацией и регенерацией платформ. Активизация, по-видимому, если не во всех, то во многих случаях проявляется так: сначала возникает сводовое поднятие, а затем разломы по его окраинам и рифтовые оседания на сводах, сопровождаемые массовым преимущественно базальтовым магматизмом, эффузивным и интрузивным. Можно думать, что процессы магмообразования на глубине, неизбежно связанные с увеличением объема, во времени совпадают с образованием и ростом сводовой структуры, возможно являясь непосредственной причиной поднятия соответственного участка коры; образование же овалов оседания на сводах или разрывов на их крыльях лишь открывает доступ готовых магматических масс к поверхности Земли.

Анализ обстановки размещения и истории формирования многих магматических комплексов, принадлежащих к различным формационным типам, позволяют высказать некоторые соображения о вероятной природе магматических очагов, которые для большинства исследователей, по существу, являются только вмещителем магмы того или иного состава и областью, где идут процессы глубинной дифференциации, всегда протекающей в пучком для данного исследователя направлении.

Поскольку образование и размещение в пространстве практически всех магматических комплексов контролируется структурами, которые у советских геологов принято называть глубинными разломами, очевидно, и магматические очаги, создающие эти комплексы, прежде всего должны быть особенно развиты в двух измерениях и ориентированы преимущественно вертикально. Судя по характеру пространственного распределения конкретных магматических комплексов в пределах, например, сложной построенной складчатой зоны, в общем случае каждый магматический комплекс имел свой очаг, но в ряде случаев единый магматический комплекс мог быть продуктом ряда самостоятельных очагов, связанных с различными, но одинаковыми в отношении глубины залегания и физических свойств (главным образом проницаемости для газов и жидкостей) глубинными разломами. Продолжительность жизни каждого магматического очага относительно невелика и сопоставима со временем формирования созданного им магматического комплекса. Таким образом, эволюция любой геосинклинальной области, несомненно, сопровождается возникновением и угасанием множества магматических очагов, большей частью связанных с особыми разломами, но нередко сближенных и иногда даже накладывающихся друг на друга в пределах одного и того же долгоживущего глубинного разлома.

Анализ последовательности образования многих вулканогенных и интрузивных комплексов очень часто обнаруживает смену состава магм последовательных фаз извержений или внедрений по схеме: (ультра-основная) → основная → (средняя) → кислая → основная, причем в некоторых случаях обнаруживается и ритмичное повторение такой схемы. Обычно такая смена состава последовательных внедрений объясняется процессами дифференциации исходной магмы в глубинном магматическом очаге. С гораздо меньшими натяжками объяснение подобных закономерностей можно найти в гипотезе прогрессивного разрастания магматических очагов и вертикального перемещения фронта магмообразования, согласно которой магматические очаги возникают в пределах мантии и, разрастаясь, перемещаются на все более и более высокие уровни, благодаря чему в процесс магмообразования может последовательно вовлекаться материал всех земных оболочек. В соответствии с этой гипотезой состав рождающейся магмы определяется прежде всего составом той среды, в которой в данный момент находится магматический очаг. В разви-

тии магматических очагов, кроме того, несомненно очень большую роль играют, с одной стороны, продукты общего процесса дегазации глубинного вещества нашей планеты, названные Д. С. Корижинским «сквозьмагматическими растворами», а с другой — глубинные разломы, являющиеся зонами повышенной проницаемости и теми путями, по которым устремляются и в которых концентрируются эти растворы и в пределах которых в первую очередь генерируются магмы. Сочетание этих факторов реализует возможность возникновения магматических очагов и определяет состав образующихся в них магм.

Представляется весьма вероятным, что особенности состава, условия залегания и способ образования магматических комплексов, принадлежащих к различным формационным типам, определяются местом заложения магматических очагов, составом и степенью химической активности сквозьмагматических растворов и физическими свойствами зон глубинных разломов, главным образом формами их проницаемости. При образовании магматических комплексов основного и ультраосновного состава роль сквозьмагматических растворов относительно невелика и сводится к роли плавней в очагах магнезиального образования, которые в этом случае и не могут выйти за пределы мантии или базальтовой оболочки, а образованные здесь основные или ультраосновные магмы могут проникать в более высокие структурные этажи только при наличии открытых (или открывающихся) трещин с образованием явно интродуцированных тел, трубок взрыва, поверхностных излияний и т. д. Полную противоположность в этом отношении представляют собой магматические комплексы, принадлежащие к ряду батолитовых гранитоидных формаций. При их образовании сквозьмагматические растворы играют ведущую роль, а подвижность, химическая активность и состав растворов таковы, что инфильтрационное просачивание в значительных масштабах осуществляется даже при отсутствии в зонах глубинных разломов открытых трещин, по которым могла бы интродуцировать вверх возникающая магма. В этом случае магматический процесс выражается массовым замещением первичных пород магмой, и «интрузия» осуществляется продвижением вверх и в стороны фронта магнезиального образования. Естественно, что состав гранитоидных комплексов, образованных по такой схеме, находится в прямой зависимости от замещаемых пород, а собственно интрузивный процесс в виде механического вторжения по трещинам жидких и вообще высокопластичных масс играет второстепенную роль.

Весьма интересен вопрос о взаимоотношениях между рядом батолитовых гранитов и рядом вулканогенных интрузивных формаций. По-видимому, резких границ между теми и другими нет. В подходящей тектонической обстановке магматические массы, образованные путем магматического замещения на некоторой глубине, могут прийти в движение и образовать интродуцированные тела на более высоком уровне или даже оказаться на поверхности Земли. Поэтому батолитовые гранитоидные комплексы можно рассматривать как законсервированные магматические очаги, проникшие благодаря большой активности сквозьмагматических растворов особенно высоко. Вместе с тем и в интродуцированных магматических комплексах ряда интрузивных формаций орогенного этапа процессы магматического замещения также, несомненно, проявляются, хотя и в значительно меньших масштабах, и обнаруживаются они с трудом, будучи затупшеванными механическими внедрениями готовых магматических масс. Между прочим, приведенный пример показывает, что в отдельных случаях магматический комплекс в разных своих частях, например на разных эрозионных срезах, может приобрести черты, свойственные различным формационным типам.

И интересным обобщением приводит исследование особенностей состава базальтовых формаций устойчивых областей. Прежде всего, совершенно отчетливо устанавливаются значительная изменчивость их состава и отсутствие четкой границы между толент-базальтовыми и оливин-базальтовыми типами базальтовых магм. С другой стороны, распространенное представление о специфической приуроченности оливин-базальтового типа магм к океаническим областям, а толент-базальтового — к материковым оказывается неверным. Вместе с тем пространственное размещение вулканов в пределах устойчивых областей определенно говорит о связях базальтового магматизма с крупными разломами. Очевидно, процессы магмообразования в пределах устойчивых областей подчиняются тем же общим закономерностям, которые были установлены и для подвижных областей. Они точно так же контролируются глубинными разломами, проявляющимися здесь в связи с активизацией устойчивых областей, и стимулируются сквозьмагматическими растворами глубинного происхождения. Состав рождающейся магмы определяется прежде всего составом субстрата, подвергающегося селективному или сплошному плавлению, и модифицируется составом сквозьмагматических растворов. Верхняя часть мантии (и базальтовая кора?) не может быть вполне однородной по составу и в вертикальном, и в горизонтальном направлениях, поэтому совершенно естественной является и изменчивость составов базальтовых магм устойчивых областей. Кроме того, нельзя полностью исключить, по крайней мере для древних и молодых платформ, участие в базальтовом магмообразовании вещества осадочно-метаморфической оболочки.

Наконец, анализ истории образования магматических формаций в планетарном масштабе показывает, что эволюция Земли в целом, так же как и эволюция крупных структурных элементов в пределах земной коры, характеризуется необратимостью геологического процесса и магматических явлений в особенности. В истории магматизма можно привести много примеров, иллюстрирующих и доказывающих это положение. Например, в древнем архее в пределах всех кристаллических щитов имел место интенсивный высокотемпературный метаморфизм, создавший на громадных площадях толщи кристаллических сланцев гранулитовой фации и сопровождавшийся образованием своеобразных мигматитов и анатектитов (чарнокитов), тогда как позже нигде условий для образования таких пород не создавалось. Мигматизация более поздних эпох — конца архея и начала протерозоя — проявилась иначе. Образование мигматитов шло в обстановке амфиболитовой фации метаморфизма, сопровождалось образованием анатектитов нормального гранитного состава, и процессы эти были сосредоточены вдоль относительно узких тектонически ослабленных зон, расчленивших на блоки древнеархейские кристаллические массивы. Хорошо выделяется также эпоха ранних стадий установления платформенного режима на древних платформах, сопровождавшаяся образованием совершенно уникальных по своему составу и размерам пластовых интрузий габро, норитов, анортозитов и гранитов. Все это — достаточно яркие примеры необратимости магматического процесса. Могут быть приведены и другие, более близкие нам примеры. Трапповые формации, вообще говоря, образовывались неоднократно начиная с протерозоя и кончая палеогеном. Однако массовый трапповый магматизм, охвативший большую часть поверхности Земли, проявился только однажды — на границе палеозоя и мезозоя. Другая вспышка базальтового магматизма, охватившая и материки, и океанические области, была приурочена к границе мезозоя и кайнозоя, причем слабые ее отголоски продолжают и по настоящее время. Но этот кайнозойский базальтовый магматизм имеет уже существенно иной харак-

тер — образуются преимущественно щелочные оливин-базальтовые, а не трапповые формации.

Принципиально ту же картину необратимости магматического процесса мы можем увидеть и при последовательном анализе истории магматизма любой складчатой области с той разницей, что здесь процессы протекают значительно сложнее и разнообразнее, так как сами подвижные области по своей природе являются более дифференцированными по сравнению с устойчивыми областями.

Анализируя историю магматизма отдельных складчатых областей, мы приходим к выводу, что каждая подвижная область развивалась по-своему, причем особенно много индивидуальных особенностей обнаруживается при сравнении истории магматизма складчатых областей, имеющих разный возраст. Общая для всех складчатых областей закономерность выражается, по существу, лишь в том, что основной магматизм начальных этапов развития подвижных зон постепенно, по мере «созревания» складчатой области, сменяется в последовательно образующихся магматических комплексах все более и более кислым.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. Основные черты геологии и петрографии мезозойских гранитондов Малого Кавказа // Сов. геология.— 1961.— №6. С. 58—70.
- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями.— М.: Госгеолтехиздат, 1954.— 294 с.
- Александрова М. Н., Борсук Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бетпак-Дала.— М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1955.— 304 с.
- Алешин М. М., Первов В. П. Методика составления металлогенических и прогнозных карт Урала // Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам.— Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958.— С. 88—89.
- Атаманов А. В., Лугов С. Ф., Фейгин Я. М. Новые данные по геологии Ловозерского массива // Сов. геология.— 1961.— № 2.— С. 55—67.
- Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа.— М., 1950.— 243 с. (Тр./Ин-т геол. наук АН СССР. Петрограф. сер.;— Вып. 69).
- Афанасьев Г. Д. Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа // Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— 342 с.
- Афанасьев Г. Д. Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1961.— № 3.— С. 22—35.
- Барт Т. Теоретическая петрология.— М.: Иностран. лит., 1956.— 414 с.
- Барт Т. Состав и эволюция магмы южной части срединного Атлантического хребта // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд.— М.: Изд-во АН СССР.— 1961.— Т. 1.— С. 31—35.
- Белов И. В. Петрографические формации и геолого-петрографические провинции // Материалы по геологии Восточной Сибири. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР—Иркутск, 1958.— Вып. 8.— С. 230—248.
- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 371 с.
- Белостоцкий И. И. Основные черты стратиграфии и условия образования девонских отложений Уйменской депрессии на Северо-Восточном Алтае // Сов. геология.— 1955.— Сб. 45.— С. 109—131.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники.— М.: Госгеолтехиздат, 1954.— 606 с.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков.— М.: Наука, 1966.— 123 с.
- Белькова Л. Н. Генезис и возраст кислых порфировых интрузий Бухтарминского района Горного Алтая // Сов. геология.— 1959.— № 6.— С. 55—59.
- Берч Ф. Физика земной коры // Земная кора.— М.: Иностран. лит., 1957.— С. 114—129.
- Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941.— 164 с.— (Петрография СССР. Сер. 1, Региональная петрография, Вып. 10: Петрография Алдана).
- Билибин Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива.— М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1947а.— 236 с.
- Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота // Зап. Всероссийского минерал. о-ва. Сер. 2.— 1947.— Ч. 76, вып. 1.— С. 77—92.
- Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон // Изв. АН СССР.— Сер. геол.— 1948.— № 4.— С. 51—66.

- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. — М.: Госгеолтехиздат, 1955. — 86 с.
- Билибин Ю. А. Общие вопросы металлогении золота // Избр. тр.: В 3 т. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. — Т. 2. — 238—339.
- Билибин Ю. А. Общие принципы регионального металлогенического анализа // Избр. тр.: В 3 т. — М.: Изд-во АН СССР. — 1961. — Т. 3. — С. 16—60.
- Благонаправов В. А., Шенкман Я. Д. О соотношениях между гранитоидами нижнего течения р. Каа-Хем: (Восточная Тува) // Тр. ВАГТ. Матер. по регион. геол. — М.: 1956. — Вып. 2. — С. 88—94.
- Бобрневич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А. и др. Алмазные месторождения Якутии/Под ред. Соболева В. С. — М.: Госгеолтехиздат, 1959. — 527 с.
- Бобрневич А. П., Соболев В. С. Кимберлитовая формация северной части Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — Т. 1. — С. 341—416.
- Бородин Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных щелочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1957. — № 5. — С. 3—16.
- Бородин Л. С. Нефелинизация пироксенитов и парагенезисы породообразующих минералов ийолитов из массива ультраосновных щелочных пород // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — Т. 1. — С. 501—523.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. — М.; Л.: Горгеонефтеиздат, 1934. — 324 с.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$ // Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. — М.: Иностран. лит., 1950. — С. 23—48.
- Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Меймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций // Петрография Восточной Сибири. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — Т. 1. — С. 417—589.
- Ван Беммелен Р. В. Геология Индонезии. — М.: Иностран. лит., 1957. — 394 с.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. — Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1952. — 304 с.
- Вейц Б. И. О генетической связи полиметаллического оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом // Изв. АН КазССР. Сер. геол. — Алма-Ата, 1953. — Вып. 17. — С. 105—115.
- Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакви. — М.; Л., 1953. — 142 с. (Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР; Вып. 3.).
- Вембан Н. А. Пути дифференциации в трапах Декана // Геология и петрография трап-пых формаций. — М.: Иностран. лит., 1950. — С. 244—295.
- Вергунов Г. П. Об интрузивных породах Южных Курильских островов // Геология и геофизика. — 1961. — № 5. — С. 77—80.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. — 44 с.
- Власов К. А., Кузьменко М. К., Еськова Е. И. Ловозерский щелочной массив. — М.: Изд-во АН СССР. — 1959. — 623 с.
- Войткевич В. Г. Проблемы радиогеологии. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. — 352 с.
- Воловская Н. А. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных щелочных и карбонатных пород // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Тр. II Всесоюз. петрограф. совещания. — М.: Госгеолтехиздат, 1960. — С. 451—454.
- Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-перидотитовый массив // Геология и геофизика. — 1961. — № 11. — С. 74—85.
- Воробьева О. А. Главные типы нефелиновых щелочных пород, их возраст и особенности минерализации // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. II Всесоюз. петрограф. совещания. — М.: Госгеолтехиздат, 1960. — С. 431—436.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — С. 3—319.
- Гапеева Г. М. Щелочная магматическая провинция Приморья // Докл. АН СССР. — 1954. — Т. 94, № 3. — С. 535—536.
- Гапеева Г. М. О четвертичном вулканизме Куань-Луна и Северо-Западного Тибета // Вопросы геологии Азии. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — Т. 2. — С. 685—708.
- Гапеева Г. М. Анкаратрит-пикриты горы Медвежьей // Матер. ВСЕГЕИ. Нов. Сер. — Л., 1957. — Вып. 21, Сб. 2. — С. 5—21.
- Гапеева Г. М. Уссурий — особая разновидность щелочных базальтоидных пород // Докл. АН СССР. — 1959. — Т. 126, № 1. — С. 157—159.
- Гапеева Г. М. Эруптивная брекчия Лесозаводска // Геология и геофизика. — 1960а. — № 10. — С. 46—61.
- Гапеева Г. М. Формация лампрофиров // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы: Докл. сов. геологов XXI сессии МГК, пробл. 13. — М.: Изд-во АН СССР, 1960б. — С. 59—66.

- Гзовский М. В. Проблемы магматизма и тектонофизика // Вопросы вулканизма: Тр. I Всесоюз. вулканолог. совещ.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— С. 297—317.
- Гилярова М. А. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1941.— 128 с.
- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района.— М.: Госгеолтехиздат, 1959.— 68 с.
- Гореванов Е. И. Древняя золотоносная интрузия Кузнецкого Алатау // Вестн. ЗСГРТ.— Томск, 1934.— № 1.— С. 54—60.
- Горейская Е. Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур // Вопросы вулканизма: Тр. I Всесоюз. вулканолог. совещ.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— С. 340—342.
- Горностаев Н. Н. Дифференцированный экструзивный лакколит Кыз-Емчик в горах Семей-Тау близ г. Семипалатинска // Сб. по геологии Сибири.— Томск: ЗСГРТ, 1933.— С. 153—223.
- Горшков Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы: Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 13.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 334—340.
- Грушевой В. Г. Интрузивные комплексы поздних и конечных этапов // Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей.— М.; Л., 1957.— (Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Вып. 22).— 1957.— С. 47—64.
- Даминова А. М. О роли кристаллизационной дифференции и ассимиляции в образовании пород базальтоидного комплекса Центрального Таймыра // Сов. геология.— 1956.— Сб. 51.— С. 75—91.
- Дембо Т. М. Явления анатексиса, гибридизма и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау // Сов. геология.— 1956.— Сб. 51.— С. 92—112.
- Дзоценидзе Г. С. Домпоценовый эффузивный вулканизм Грузии.— Тбилиси: Изд-во АН ГрузССР, 1948.— 407 с.
- Дзоценидзе Г. С. Петрографические провинции Закавказья // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы: Докл. сов. геологов XXI сессии МГК, пробл. 13.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 143—154.
- Дианова Т. В. Вулканогенные горные породы восточной части Павдинского района // Тр. горн.-геол. ин-та УФ АН СССР.— Свердловск, 1958.— Вып. 33.— С. 3—139.
- Довгаль В. Н. Узасский габбро-спенитовый интрузив в юго-восточной части Кузнецкого Алатау и его некоторые аналоги // Геология и геофизика.— 1962.— № 3.— С. 75—88.
- Домарев В. С. Осадочные и осадочно-эффузивные формации подвижных зон и их рудоносность // Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей.— М.; Л., 1957.— С. 21—31. (Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Вып. 22).
- Домарев В. С., Высокоостровская Ш. Б. Близповерхностные интрузии и возраст гранитов Уймесской депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1959.— № 2.— С. 43—58.
- Дю Тойт А. Геология Южной Африки.— М.: Иностран. лит., 1957.— 490 с.
- Егоян В. Л., Хаин В. Е. Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры // Докл. АН СССР.— 1953.— Т. 91, № 4.— С. 919—922.
- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы // Петрография СССР. Сер. 1, Региональная петрография.— М.: Изд-во АН СССР, 1938.— Вып. 7.— 248 с.
- Елисеев Н. А., Зеленков Н. В., Нефедов Н. К., Унсков В. А. Геологическое строение и петрографический состав Ловозерских тундр // Изв. АН СССР.— 1938.— № 2.— С. 235—264.
- Елисеев Н. А., Ожипский И. С., Володин Е. Н. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр // Тр. XXII сессии МГК/Северная экскурсия, Кольский п-ов.— М.; Л.: ГОНТИ, 1937.— С. 51—93.
- Елисеев Н. А., Федоров Э. Е. Ловозерский плутон и его месторождения.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953.— 308 с.
- Жариков В. А. Реакционные явления магматической и постмагматической стадий при формировании скарноворудных месторождений // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— С. 507—522.
- Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале.— Л.: Геол. ком., 1928.— 56 с. (Матер. по общей и прикладной геологии; Вып. 108).
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале.— М.; Л.: ОНТИ, 1932.— 221 с.

- Заварицкий А. Н.** Перидотитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы // Петрография СССР. Сер. 1, Региональная петрография.— М.: Изд-во АН СССР, 1937а.— Вып. 7.— С. 7—54.
- Заварицкий А. Н.** Петрография Бердяушского плутона.— Л.: ОНТИ, 1937б.— 406 с.
- Заварицкий А. Н.** О вулканах окрестностей Мергена и их лавах // Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности.— М.: Изд-во АН СССР.— 1939.— Т. 2.— С. 5—58.
- Заварицкий А. Н.** Некоторые основные вопросы геологии Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1941.— № 3.— С. 36—111.
- Заварицкий А. Н.** Введение в петрохимию изверженных горных пород.— М.; Л.: Изд-во АН СССР.— 1944.— 324 с.; 2-е изд.— 1950.— 400 с.
- Заварицкий А. Н.** Изверженные горные породы.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.— 480 с.
- Заварицкий В. А.** Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале.— М.: Изд-во АН СССР, 1946.— 83 с.
- Зимин С. С.** К вопросу о генезисе железных руд Коргонского типа на Алтае // Железородные месторождения Алтае-Саянской горной области.— М.: Изд-во АН СССР.— 1959.— Т. 2, кн. 2.— С. 38—46.
- Иванкин П. Ф.** Геология и вопросы генезиса полиметаллических месторождений Припартышья.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.— 248 с.
- Иванова Т. Н.** Основные черты истории развития магматизма Тувы // Сов. геология.— 1959.— № 11.— С. 29—44.
- Изох Э. П.** Происхождение и металлогеническая специализация щелочноземельных серий интрузий (на примере районов Дальнего Востока) // Геология и геофизика.— 1962.— № 8.— С. 2—28.
- Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В.** Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.— М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1957.— Т. 21.— С. 216—221.
- Ильенко С. С.** Основные черты Патынского массива // Геология и геофизика.— 1960.— № 4.— С. 76—91.
- Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ в масштабе 1 : 200 000 и 1 : 100 000.**— М.: Госгеолтехиздат, 1955.— 128 с.
- Ирдли А.** Структурная геология Северной Америки.— М.: Иностр. лит., 1954.— 665 с.
- Каденский А. А.** Проблема образования чарнокитов // Уч. зап./Ленингр. гос. пед. ин-т им. А. И. Герцена.— Л., 1958.— Т. 172.— С. 83—84.
- Каденский А. А.** Геология и петрология южной части Анабарского щита // Тр. геол. музея им. А. П. Карпинского.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961.— Вып. 6.— С. 192—196.
- Кашкай М. А.** О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами // Сов. геология.— 1956.— Сб. 50.— С. 102—124.
- Келлер В. М.** Генетические ряды формаций на примере Урала и Кавказа // Матер. Новосибир. конф. по учению о геол. формациях.— Новосибирск, 1955.— Т. 1.— С. 149—158.
- Кеннеди Дж.** О роли воды в магме // Земная кора.— М.: Иностр. лит., 1957.— С. 505—515.
- Кеннеди Дж.** Происхождение континентальных массивов и океанических бассейнов // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд.— М.: Изд-во АН СССР, 1981.— Т. 1.— С. 161—173.
- Керимов Г. И.** Петрография Кедабекского интрузива // Тр. Ин-та геолог. АН АзербССР.— Баку, 1956.— Т. 18.— С. 107—144.
- Керимов Г. И.** Петрогенетические особенности мезозойских интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1961.— № 5.— С. 37—44.
- Козеренко В. Н.** Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья.— Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956.— 310 с.
- Конев А. А.** Петрография щелочных, ультраосновных и основных пород Сайжинского и Гулхенского плутонов (Витимское плоскогорье).— Иркутск, 1962.— 139 с.
- Кононова В. А.** Ургит-пйолитовые интрузии Тувы и роль метасоматических процессов при их формировании // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1957.— № 5.— С. 37—55.
- Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С., Маркова Н. Г. и др.** Палеозойские интрузивные комплексы Бетпак-Дала.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 240 с.
- Корешков И. В.** Области сводового поднятия и особенности их развития.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— 174 с.
- Коржинский Д. С.** Петрология архейского комплекса Алданской плиты.— М.; Л., 1936.— 76 с.

- Коржинский Д. С.** Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— М.: Изд-во АН СССР, 1940.— 400 с.
- Коржинский Д. С.** Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1952.— № 2.— С. 56—64.
- Коржинский Д. С.** Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.— М.: Изд-во АН СССР, 1953.— С. 332—452.
- Коржинский Д. С.** Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозь-магматическими растворами и гранитизацией // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— Т. 1.— С. 220—234.
- Коржинский Д. С.** Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.— 184 с.
- Коржинский Д. С.** Кислотность — щелочность магматических и постмагматических процессов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых/Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— Т. 2.— С. 21—30.
- Коржинский Д. С.** Проблемы физико-химической теории петрологических процессов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1962.— № 1.— С. 10—25.
- Коржинский Д. С.** Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов // Геология и петрология докембрия.— Иркутск, 1961.— С. 50—61.
- Коржинский Д. С.** Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1962.— № 9.— С. 12—17.
- Косыгин Ю. А.** Развитие Сибирской платформы в докембрии // Геология и геофизика.— 1962.— № 7.— С. 16—31.
- Котляр В. Н.** Памбакский комплекс щелочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1945.— № 2.— С. 97—126.
- Котляр В. Н.** О магматических комплексах и оруденении // Сов. геология.— 1955.— № 43.— С. 61—70.
- Котляр В. Н.** Памбак. Геология интрузива и металлогения.— Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1958.— 228 с.
- Коуте Р.** Первичная полостатость в основных глубинных породах // Переводы по геол. и полезн. ископ. Центр. геол. библ.— Л., 1937.— № 85—86.
- Кропоткин П. Н.** Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1953.— № 1.— С. 38—62.
- Кузнецов В. А.** Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района Западного склона Кузнецкого Алатау // Матер. по геологии Зап. Сибири.— Томск, 1940.— № 10(52).— 102 с.
- Кузнецов Е. А.** Дифференциация Тагильского габбрового массива и связь его с эффузивными процессами на Среднем Урале.— М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1944.— 148 с.
- Кузнецов Е. А.** Габбровый массив к югу от р. Баранчи на Урале.— М.: Изд-во АН СССР, 1950.— 91 с.
- Кузнецов Ю. А.** Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения // Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. Ком.— Томск, 1929.— Т. 8, вып. 3.— С. 3—84.
- Кузнецов Ю. А.** Геология района г. Красноярска // Изв. ЗСГРТ.— Томск, 1932.— Т. 12, вып. 2.— С. 3—46.
- Кузнецов Ю. А.** Щелочные граниты Горного Алтая // Вестн. ЗСГРТ.— Томск, 1937.— № 4.— С. 52—66.
- Кузнецов Ю. А.** Геологическое строение центральной части Горного Алтая // Матер. по геологии Зап.-Сиб. края.— Томск, 1939.— № 41.— С. 3—92.
- Кузнецов Ю. А.** Петрология докембрия Южно-Енисейского края // Матер. по геологии Западной Сибири.— Томск: ЗСГУ, 1941.— № 15(57).— 240 с.
- Кузнецов Ю. А.** Схема классификации фаций магматических пород // Новосибирск: Горн.-геол. ин-т ЗСФ АН СССР, 1949.— 28 с.
- Кузнецов Ю. А.** Происхождение магматических пород // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— С. 296—331.
- Кузнецов Ю. А.** Магматические формации // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Изд-во АН СССР, 1958.— Т. 1.— С. 142—159.
- Кузнецов Ю. А.** Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ.— М.: Госгеолтехиздат, 1960а.— С. 93—103.
- Кузнецов Ю. А.** Магматические формации и их классификация // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы: Докл. сов. геологов к ХХI сессии МГК, проблема 13.— М.: Изд-во АН СССР, 1960б.— С. 246—254.
- Кузнецов Ю. А.** Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика.— 1960в.— № 1.— С. 23—37.

- Кузнецов Ю. А. О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов) // Геология и геофизика. — 1961. — № 10. — С. 50—59.
- Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон // Геология и геофизика. — 1962. — № 10. — С. 104—113.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии // Геология и геофизика. — 1963. — № 5. — С. 3—16.
- Кузнецов Ю. А., Косыгин Ю. А. Основные черты тектоники и магматизма Сибири // Геология и геофизика. — 1962. — № 5. — С. 3—13.
- Кутолин В. А. Трапповая формация Кузбасса. — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. — 117 с.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. — М.: Иностран. лит., 1955. — 192 с.
- Лабазин Г. С. Рудные комплексы и типы эндогенных месторождений подвижных зон и их распределение в ходе геологического развития этих зон // Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. — Л., 1957. — С. 65—110. — (Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Вып. 22).
- Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Петрограф. сер. — М.: Изд-во АН СССР, 1950. — Вып. 113, № 33. — С. 175—181.
- Лебедев А. П. Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Петрограф. сер. — М.: Изд-во АН СССР, 1953. — Вып. 148, № 44. — С. 50—69.
- Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Петрограф. сер. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — Вып. 161, № 46. — С. 198.
- Лебедев А. П. Некоторые проблемы петрологии коренных алмазоносных пород в СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1957. — № 11. — С. 50—57.
- Лебедев А. П. Вопросы изучения базальтовой магмы // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1958. — № 12. — С. 30—44.
- Лебедев А. П. Дифференцированные трапповые интрузии «Виллюйских гор» // Тр. ИГЕМ АН СССР. — М., 1959. — Вып. 29. — С. 4—108.
- Лебедев А. П. К генезису гибридных траппов Подкаменной Тунгуски // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1961. — № 5. — С. 17—36.
- Лебедев А. П., Гинсбург И. В. Материалы к петрографии магматических пород северо-восточной части Центральной Тувы // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Петрограф. сер. — М.: Изд-во АН СССР, 1953. — Вып. 147. — С. 223—251.
- Лебедев А. П., Павлов Н. В. Джугджурский анортозитовый массив. — М., 1957. — 84 с.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонеккая диабазовая формация // Тр. Санктпетерб. о-ва естествоисп. — 1888. — Т. 19. — С. 19—396.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологический очерк Южно-Заозерной дачи Денежкина Камня на Северном Урале // Тр. Санктпетерб. о-ва естествоисп. — 1900. — Т. 30, вып. 5. — 257 с.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. — Изд. 5-е. — М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1940. — 542 с.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды. — М.: Изд-во АН СССР. 1949—1952. — Т. 1. — 1949. — 511 с.; Т. 2. — 1950. — 322 с.; Т. 3. — 1952. — 443 с.
- Леонтьев Л. Н., Каденский А. А. О природе кимберлитовых трубок Якутии // Докл. АН СССР. — 1957. — Т. 115. — С. 368—371.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. — Л.; М.: ОНТИ, 1936. — 818 с.
- Лодочников В. Н. Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1939. — Ч. 68, вып. 2. — С. 207—223; Вып. 3. — С. 428—442.
- Лурье М. Л. Фазы вулканизма трапповой формации Сибирской платформы // Информ. сб. ВСЕГЕИ. — 1956. — № 3. — С. 6—7.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Магматизм Сибирской платформы // Сов. геология. — 1959. — № 4. — С. 50—66.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы Западной окраины Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — Т. 1. — С. 5—70.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы // Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер. — Л., 1955. — Вып. 7. — С. 207—212.
- Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. — М.: Изд-во АН СССР, 1950. — 170 с.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного пригиба. — М.: Изд-во АН СССР. — 1960. — 265 с.

- Лялин Ю. И., Миллер Е. Е. Эффузивы нижнего кембрия (бошекульская свита) Чингизского геосинклинального прогиба // Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР.— Алма-Ата, 1960.— Т. 3.— С. 68—86.
- Ляпичев Г. Ф. Некоторые особенности геологического картирования основных и ультраосновных интрузий Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол.— 1956.— Вып. 24.— С. 26—39.
- Магницкий В. А. Оболочка и кора Земли // Сов. геология.— 1961.— № 5.— С. 3—15.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.— 272 с.
- Масайтис В. Л. Дифференцированная интрузия траппов в бассейне среднего течения р. Вилуй // Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер.— Л., 1955.— Вып. 7.— С. 213—216.
- Масайтис В. Л. Трапповая формация бассейна р. Вилуй // Петрография Восточной Сибири.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— Т. 1.— С. 208—255.
- Материалы по тектонической терминологии.— Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1961.— Ч. 1.— 135 с.
- Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов // Под ред. В. А. Николаева.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.— 451 с.
- Милановский Е. Е. Новейший вулканизм и его место в структуре и истории Альпийской геосинклинальной области юга СССР // Сов. геология.— 1960.— № 4.— С. 40—56.
- Миллер Е. Е. Вулканизм нижнего кембрия Восточного Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол.— 1958.— Вып. 3(32).— С. 16—31.
- Михайлов Н. П. Общие закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане // Сов. геология.— 1958.— № 7.— С. 99—112.
- Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана // Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.— Л., 1962.— Т. 80.— С. 109—224.
- Монич В. К. Изверженные породы семейтавского комплекса // Изв. АН КазССР. Сер. геол.— 1949.— Вып. 17.— С. 148—155.
- Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане.— Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957.— 523 с.
- Морозенко Н. К. Прииртышский гранитный массив и связанные с ним месторождения олова и вольфрама.— Л.: ЦНИГРИ, 1937.— Вып. 91.— 100 с.
- Морозенко Н. К. Интрузивные комплексы начальных, ранних и средних этапов // Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер.— Л., 1957.— Вып. 22.— С. 32—47.
- Мошкин В. Н. Становой хребт и Джугджур // Геологическое строение СССР.— М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1958.— Т. 2.— С. 59—60.
- Мустафабейли М. А., Корнев Г. П., Ахмедов Д. М. Закономерности оруденения и генезис Дашкесанского железорудного месторождения // Сов. геология.— 1961.— № 5.— С. 96—109.
- Пабоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы: Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 13.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 325—333.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая.— М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1958.— 262 с.
- Николаев В. А. О процессах осмотической дистилляции и растворения газовой фазы в силикатных системах // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 2 сер.— 1955.— Ч. 84, вып. 4.— С. 389—404.
- Николаев В. А. О применении термодинамики к некоторым петрологическим процессам // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 2 сер.— 1957.— Ч. 86, вып. 2.— С. 223—238.
- Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей.— Л., 1957.— 149 с. (Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Вып. 22).
- Павлов И. В., Чупрынина И. И. Сравнительное изучение эндогенной минерализации кимберлитов р. Далдын и железорудных трубков Ангаро-Илимского района // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1960.— № 10.— С. 41—53.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1948а.— № 5.— С. 25—38.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— М.: Изд-во АН СССР, 1948б.— 175 с.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1953.— № 5.— С. 82—89.
- Паффенгольд К. Н., Грушевой В. Н. Мезозойский и кайнозойский магматизм. Кавказ // Геологическое строение СССР: В 3 т.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.— Т. 2: Магматизм.— С. 274—283.

- Падалка Г. Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала // Петрография СССР. Сер. 1. Регион. петрограф. — М.: Изд-во АН СССР, 1937. — Вып. 7. — С. 55—140.
- Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1950. — № 4. — С. 28—58.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — 135 с.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. — 295 с.
- Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волины УССР. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1948. — 80 с.
- Полканов А. А. Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация // Вопросы петрографии и минералогии. — М.: Изд-во АН СССР, 1953. — Т. 1. — С. 27—39.
- Полканов А. А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты хогландия-иотния южной части Балтийского щита // Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР. — М.; Л., 1955а. — Вып. 5. — С. 5—43.
- Полканов А. А. Тектоника, кинематика и магматизм эпохи хогландия-иотния южной части Балтийского щита // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых/Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ. — М.: Изд-во АН СССР, 1955б. — С. 400—416.
- Полканов А. А. Геология хогландия-иотния Балтийского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1956. — № 2. — С. 5—28.
- Полканов А. А., Елисеев Н. А. Петрология плутона Гремяха-Вырмес. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1941. — 244 с.
- Полканов А. А., У-Ли-жень. О генезисе и эволюции щелочной магмы Хибинского субвулкана // Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР. — М.; Л., 1961. — Вып. 12. — С. 176—186.
- Полквой О. С. Образование жильных пород кислых интрузий // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. — М.: Изд-во АН СССР, 1950. — Вып. 107. — С. 53—66.
- Половинкина Ю. Ир., Иванова Т. Н. Разработка учения о магматических формациях — первоочередная задача петрографии // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы: Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 13. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — С. 67—75.
- Поляков Г. В. Девонский магматический комплекс района Ирбинского железорудного месторождения // Изв. Томск. политех. пи-та. — Томск, 1958. — Т. 90. — С. 43—55.
- Поляков Г. В., Сергеева Е. С., Телешев А. Е. Рудоносный габбро-альбититовый магматический комплекс района Анзасского месторождения // Основные идеи М. А. Усова в геологии. — Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. — С. 295—318.
- Поляков Г. В., Телешев А. Е. Магматические комплексы района Тейской группы железорудных месторождений (Кузнецкий Алатау) // Основные идеи М. А. Усова в геологии. — Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. — С. 266—294.
- Равич М. Г., Чайка Л. А. Дифференцированная интрузия трапповой формации Таймырской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1956. — № 1. — С. 50—64.
- Рожков И. С., Кишул В. И., Разин Л. В., Борошанская С. С. Платина Алданского щита. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 119 с.
- Романов Б. М. Габбро-перидотитовая формация Урала // Сов. геология. — 1949. — Сб. 40. — С. 72—85.
- Рудич К. Н. Магматизм и особенности геологического строения хребта Сарычева. — М.: Госгеолтехиздат, 1959. — 184 с.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. — Л.; М.: Гостоптехиздат, 1954. — 651 с.
- Салон Л. И. Байкальская горная область // Геологическое строение СССР. — М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1958. — Т. 2. — С. 47—56.
- Салун С. А. Порфировая формация складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1957. — № 7. — С. 49—63.
- Свешникова Е. В. Габброидные породы Кузбиского массива на Северном Урале // Тр. ИГЕМ АН СССР. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. — Вып. 107. — С. 52—91.
- Свиатальский И. Анортозитовые породы и пироксеновые кристаллические сланцы Юго-Западного Прибайкалья // Изв. Геол. ком. Петрография. — 1915. — Т. 34. — № 9. — С. 999—1041.
- Семенов А. И. Структурно-металлогенетические зоны // Общие принципы регионального металлогенетического анализа и методика составления металлогенетических карт для складчатых областей. — Л., 1957. — С. 111—128. (Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Вып. 22).
- Семенов А. И., Сергухов В. И. Общие принципы регионального металлогенетического анализа // Общие принципы регионального металлогенетического анализа и ме-

- тодика составления металлогенических карт для складчатых областей. — 1957. — С. 5—22 (Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Вып. 22).
- Сергеев К. Ф. Некоторые вопросы петрологии Центрального интрузивного массива хребта Вернадского на о-ве Парамушир // Геология и геофизика. — 1964. — № 12. — С. 82—94.
- Сергиевский В. М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала // Матер. ВСЕГЕИ. Общ. сер. — Л. 1948. — Сб. 6. — С. 3—21.
- Сергиевский В. М. Урал. Геологическое строение СССР. Т. 2. Магматизм. — М. Л.: Гостеолтехиздат, 1958. — С. 148—161.
- Серпухов В. И. Общие принципы регионального металлогенического анализа // Сов. геология. — 1955. — Сб. 43. — С. 27—42.
- Сивов А. Г. Нижний кембрий Западного Саяна // Изв. Томск. политех. ин-та — Томск, 1953. — Т. 74, вып. 2. — 94 с.
- Слепнев Ю. С. О возрастных соотношениях пород Хибинского щелочного массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1960. — № 4. — С. 89—95.
- Смысляев В. Н. Основные черты геологического строения Майнской плагиогранитной интрузии (Западный Саян) // Изв. Томск. политех. ин-та. — Томск, 1958. — Т. 90. — С. 69—84.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы // Тр. Арктического ин-та. — Л., 1936. — Т. 43. — 224 с.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона // Уч. зап. Львовск. ун-та. Сер. геол. — Львов, 1947. — Вып. 5. — 140 с.
- Соболев В. С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии // Геология и геофизика. — 1962. — № 7.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриневич А. П. и др. Петрография неогенных вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. — Киев: Изд-во АН УССР, 1955. — 248 с.
- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. — М.: Гостеоллиздат, 1952. — 232 с.
- Соболев Н. Д., Лебедев-Зиновьев А. А., Назарова А. С. и др. Неогеновые интрузивы и докембрийский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. — М.: Гостеолтехиздат, 1959. — 212 с.
- Сперанская И. М. Кайнозойская формация платобазальтов северного побережья Охотского моря // Геология и геофизика. — 1962. — № 2. — С. 25—41.
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладожской формации. — М.; Л., 1954. — 198 с.
- Судовников Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения // Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР. — М.; Л., 1955. — Вып. 5. — С. 97—174.
- Татариннов П. М. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала // Петрография СССР. Региональная петрография. Вып. 9: Петрография Урала. Ч. 2. — М.: Изд-во АН СССР, 1940. — 40 с.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных пород. — М.: Иностран. лит., 1961.
- Тиррель Г. В. Основы петрологии. — Л.; М.; Новосибирск: ОНТИ, 1933. — 323 с.
- Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза // Геология и петрография трапповых формаций. — М.: Иностран. лит., 1950. — С. 8—182.
- Уотерс А. К. Вулканические породы и тектонический цикл // Земная кора. — М.: Иностран. лит., 1957. — С. 729—752.
- Усов М. А. Фазы эффузивов // Изв. Томск. технолог. ин-та. — Томск, 1925. — Т. 46, вып. 1. — С. 8—38.
- Усов М. А. Фация и фазы пород эффузивного облика // Пробл. сов. геологии. — 1935. — Т. 5, № 9. — С. 795—812.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. — Томск: ЗСГТ, 1936. — 209 с.
- Устиев Е. К. Охотский тектономагматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы // Сов. геология. — 1959. — № 3. — С. 3—26.
- Устиев Е. К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма северо-востока СССР. — М.: Гостеолтехиздат, 1961а. — 124 с.
- Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1961б. — № 11. — С. 3—15.
- Устиев Е. К. Структурно-генетические ряды магматических формаций. — Докл. АН СССР. — 1963. — Т. 149, № 2. — С. 403—406.
- Ушакова З. Г. Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита // Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР. — М.; Л., 1953. — Вып. 2. — С. 213—227.
- Фаворская М. А. Принципы изучения эффузивных образований в процессе их картирования // Принципы геологического картирования эффузивных и интрузивных формаций. — М.: Гостеолтехиздат, 1960а. — С. 19—45.

- Фаворская М. А.** Принципы изучения гранитоидных интрузий в процессе их картирования/Принципы геологического картирования эффузивных и интрузивных формаций.— М.: Гостеолтехиздат, 1960б.— С. 46—81.
- Федоров Э. Е.** К вопросу о сиенитовой интрузии Тубино-Сыдинского района (Красноярский край) // Матер. ВСЕГЕИ. Общ. сер.— Л., 1948.— Сб. 8.— С. 106—112.
- Феокистов Г. Д.** Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангара // Тр. Вост.-Сибирск. геол. ин-та СО АН СССР.— Иркутск, 1961.— Вып. 7.— 158 с.
- Фролова Н. В.** Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизация архея Якутии и Восточной Сибири // Тр. Вост.-Сибирск. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол.— Иркутск, 1961.— Вып. 5.— С. 18—89.
- Хаин В. Е.** О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях // Бюлл. МОИП. Отд. геол.— 1950.— Т. 25(6).— С. 3—28.
- Халфин С. Л.** Петрология дифференцированного массива г. Когтах // Геология и геофизика.— 1961а.— № 7.— С. 26—42.
- Халфин С. Л.** Древние габброидные интрузии района сочленения Кузнецкого Алатау и Батеневского кряжа // Геология и геофизика.— 1961б.— № 11.
- Херасков Н. П.** Геологические формации (опыт определения) // Бюлл. МОИП. Отд. геол.— 1952.— Т. 27, № 5.— С. 31—52; 2-е изд.— Избр. тр.— Тектоника и формации.— М.: Наука, 1967.— С. 12—32.
- Херасков Н. П.** Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Изд-во АН СССР, 1958.— Т. 1.— С. 14—91.
- Хесс Г. Г.** Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита // Тр. XVII Междунар. геол. конгресса. Докუმбрий.— М.: ГОНТИ, 1939.— Т. 2.— С. 279—300.
- Хесс Х. Х.** Серпентиниты, орогенез и эпэпирогенез // Земная кора.— М.: Иностр. лит., 1957.— С. 403—422.
- Хольтедаль У.** Геология Норвегии.— М.: Иностр. лит., 1957.— 424 с.
- Чернов В. И.** К вопросу о возрасте и фациях порфировых интрузий северо-западной части Рудного Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1954.— № 2.— С. 125—135.
- Шатский Н. С.** Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежных частей западного склона Южного Урала // Матер. к познанию геологического строения СССР. Нов. сер.— М.: МОИП, 1945.— Вып. 2(6).— 131 с.; 2-е изд.: Избр. тр.— М.: Наука, 1964.— Т. 2.— С. 288—368.
- Шахов Ф. Н.** К вопросу о происхождении гранитных магм // Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва.— Львов, 1956.— № 10.— С. 39—49.
- Шейнманн Ю. М.** Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2.— М., 1955.— Ч. 84.— С. 143—158.
- Шейнманн Ю. М.** Некоторые закономерности распределения вулканических явлений на платформах // Тр. ВАГТ.— М., 1956.— Вып. 2.— С. 136—157.
- Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А.** Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация // Геология месторождений редких элементов.— М.: Гостеолтехиздат, 1961.— Вып. 12—13.— 178 с.
- Шелковников А. Д.** О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна // Матер. по геологии и полезн. ископ. Красноярск. края.— Красноярск: 1962.— Вып. 3.
- Шшулин Ф. К.** К вопросу о связи постмагматического оруженения с интрузиями // Вопросы геологии Азии.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— Т. 2.— С. 146—176.
- Шшулин Ф. К.** Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруженения // Тр. ИГЕМ.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.— Вып. 8.— 282 с.
- Шмидт О. Ю.** Четыре лекции о теории происхождения Земли.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950.— 96 с.
- Шнейдер Е. А., Зубкус Б. П.** Стратиграфия ниже- и среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин // Матер. по геологии и полезн. ископ. Красноярск. края.— Красноярск: Книжн. изд-во, 1962.— Вып. 3.
- Штрейх Н. А.** Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала // Тектоника СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1951.— Т. 3.— 379 с.
- Шуркин К. А.** К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности // Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР.— М.; Л.: 1957.— Вып. 7.— С. 74—108.
- Щерба Г. Н.** Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае.— Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957.— 216 с.
- Юдин М. И.** Дуниты хребта Борус и их происхождение // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1959.— № 2.— С. 59—77.
- Balk R.** Structural geology of the Adirondack anorthosite // Min. und petr. Mitt.— 1931.— Teil 12, Bd 41.— S. 413—416.

- Barth T. The large pre-cambrian intrusive bodies in the southern part of Norway // 16 Intern. geol. congr., Rept.—1936.— P. 297—309.
- Barth T. F. W. Theoretical petrology.—1952.— 387 p.
- Bateman P. C. Granitic formations in the east-central Sierra Nevada near Bishop, California // Bull. Geol. Soc. Amer.—1961.— Vol. 72, N 10.— P. 1521—1538.
- Bowen N. L. The Evolution of the Igneous Rocks.—Princeton: Princeton University Press.—1928.— 354 p.
- Bowen N. L., Tuttle O. F. The system $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ // Bull. Geol. Soc. Amer.—1949.— Vol. 60.— P. 439—460.
- Buddington A. F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism // Geol. Soc. Amer. Mem.—1937.— Vol. 7.— 354 p.
- Buddington A. F. Granite emplacement with special reference to North America // Bull. Geol. Soc. Amer.—1959.— Vol. 70, N 6.— P. 671—748.
- Dewey H., Flatt J. S. Some pillow lavas and the rocks associates with them // Geol. Mag.—1911.— Vol. 8.— P. 202—209, 241—248.
- Eckermann H. The anorthosite and kenningite of the Nordingra—Rödö region // Geol. fören. Stockholm Forhandl.—1938.— Vol. 60.— P. 243—284.
- Eskola P. The mineral facies of rocks // Norsk. Geol. Tidsskr.—1920.— Vol. 6.— P. 143—194.
- Hess H. H. A primary peridotite magma // Amer. J. Sci.—1938.— Vol. 35, N 209.— P. 321—344.
- Holland T. The charnokite series, a group of archaean hyperstenic rocks in peninsular India // Mem. Geol. Surv. India.—1900.— Vol. 28, p. 2.— P. 119—249.
- Holmquist P. Adergneisbildung und magmatische Assimilation in Grundgebirge // Swedes. Geol. Forening. Stockh. Forhand.—1907.— Bd 29.
- Holmes A. The origin of igneous rocks // Geol. Mag.—1932.— Vol. 69.— P. 543—558.
- Goldschmidt V. M. Stammentypen der Eruptivgesteine // Norske Vidensk. akad. Skr. Math.—Natur.—1922.— Kl. 10.— P. 8.
- Green J., Poldervaart A. Some basaltic provinces // Geochim. et Cosmochim. Acta.—1955.— Vol. 7, N 3/4.— P. 177—188.
- Judd J. W. On the gabbros and basalts of tertiary age in Scotland and Ireland // Quart. J. Geol. Soc., London, 1886.— Vol. 42.
- Kennedy W. Trends of differentiation in basaltic magmas // Amer. J. Sci.—1933.— Vol. 25.— P. 239—256.
- Korn H., Martin H. The Messum igneous complex in South West Africa // Trans. Geol. Soc. S. Africa.—1954.— Vol. 57.— P. 83—124.
- Martin H., Mathias M., Simpson S. W. The Damaraland Sub-volcanic Ring Complexes in South West Africa // Report of the Twenty — First Session IGC Norden, 1960, part XIII: Petrographic provinces igneous and metamorphic rocks.—Copenhagen: Det Berlingske Bogtrykkeri 1960.— P. 156—174.
- Sederholm J. J. On migmatites and associated precambrian rocks of southwestern Finland. I. The Pelling Region // Bull. Com. Geol. Finl.—1923.— N 58.— P. 1—153.
- Sederholm J. J. On magmatites and associated precambrian rocks of southwestern Finland. II. The region around the Barösundfjärd // Bull. Com. Geol. Finl.—1926.— N 77.— P. 1—143.
- Schairer J. F. The alkali feldspar join in system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{SiO}_2$ // J. Geol.—1950.— Vol. 58.— P. 489—511.
- Stille H. Einführung in den Bau Americas.—Berlin: Borntraeger, 1940.— 717 S.
- Tyrrell G. W. The principles of petrology.—London. 1926.— 349 p.
- Tyrrell G. W. Distribution of igneous rocks in space and time // Bull. Geol. Soc. Amer.—1955.— Vol. 66, april.— P. 405—426.
- Turner F. J., Verhoogen J. Igneous and metamorphic petrology.—1951.— 602 p.
- Turner F. J., Verhoogen J. Igneous and metamorphic petrology. Second. ed.—1960.— 694 p.
- Wager L. R., Weedon D. S., Vincent E. A. A granophyre from Coire Uaigneich, Isle of Skye, containing paramorphos after tridimite // Min Mag.—1953.— Vol. 30, N 223.— P. 263—276.
- Washington H. S. Decan traps and other plateau basalts // Bull. Geol. Soc. Amer.—1922.— Vol. 33.— P. 765—804.
- Wegmann C. E. Zur Deutung der Migmatite // Geol. Rundschau.—1935.— Bd XXVI, H. 5.— S. 1—350.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental verification for the magmatic origin of carbonatites // Petrographic provinces, igneous and metamorphic rocks: Report of the XXI Session IGC, Norden, 1960, part XIII.—Copenhagen: Det Berlingske Bogtrykkeri, 1960.— P. 311—318.
- Wolff L. Der Vulkanismus.—1914.— 711 S.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОТ РЕДАКТОРОВ	5
ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	11
Историческая справка	—
Основные понятия и термины	15
Принципы и методы выделения магматических комплексов и формаци- онных типов	24
Классификация магматических формаций	33
МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ	
СОБСТВЕННО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЭТАПОВ	
РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ЗОН	38
А. Ряд эффузивных и эффузивно-интрузивных формаций. Спилит-кера- тофировая группа	40
Спилит-диабазовая формация	43
Кварц-кератофировая формация	53
Происхождение спилит-кератофировой группы	59
Б. Ряд интрузивных формаций. Габбро-плагиогранитовая группа	61
Габбро-диорит-диабазовая формация	62
Габбро-пироксенит-дунитовая формация	64
Габбро-плагиогранитовая формация	77
Плагиогранитовая формация	80
Происхождение группы габбро-плагиогранитовых формаций	85
В. Гипербазитовая формация	89
Происхождение гипербазитовой формации	101
МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОРОГЕННЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ	
ПОДВИЖНЫХ ЗОН	105
А. Ряд эффузивных формаций. Базальт-андезит-липаритовая группа	107
Андезитовая формация	110
Трахиандезитовая формация	135
Липаритовая формация	145
Происхождение базальт-андезит-липаритовой группы формаций	151
Б. Ряд вулканогенных интрузивных формаций. Габбро-диорит-гранито- вая группа	154
Габбро-диорит-гранодиоритовая формация	160
Габбро-монзонит-сиенитовая формация	176
Формация субвулканических гранитов	193
Происхождение вулканогенных интрузивных формаций	207
В. Ряд батолитовых гранитоидных формаций	217
Формация гранитовых батолитов	221
Формация гранодиорит-тоналитовых батолитов	227
Формация гранитоидных батолитов «пестрого» состава	230
Происхождение батолитовых гранитоидных формаций	236
МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ УСТОЙЧИВЫХ ОБЛАСТЕЙ	
А. Ряд эффузивно-интрузивных (покровно-силловых) формаций	249
Трапповая (толеит-базальтовая) формация	250
Происхождение толеит-базальтовой формации	274

Щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая) формация конгитов	276
Щелочная оливин-базальтовая формация океанов	286
О причинах разнообразия состава материковых и океанических щелочных оливин-базальтовых формаций	295
Щелочно-базальтоидная формация	297
Происхождение щелочно-базальтоидной формации	304
О природе и происхождении материковых и океанических базальтовых магм	306
Б. Ряд формаций центральных интрузий и трубок взрыва	310
Формация кимберлитов	313
Формация центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами	316
Происхождение формации центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами	325
Формация центральных интрузий агпаитовых нефелиновых сиенитов	326
Формация гранитовых и габбро-гранитовых центральных интрузий	330
О некоторых особенностях магматизма устойчивых областей и условиях образования ряда формаций центральных интрузий	335
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЫЕ ТИПЫ	
МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ	338
А. Ряд мигматитовых формаций	340
Формация мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов	—
Формация мигматитов фации гиперстеновых гнейсов и связанных с ними чарнокитов	346
Б. Ряд габбро-гранитовых формаций ранних этапов развития древних платформ	354
Формация дифференцированных габбровых и норитовых интрузий	356
Формация рапакви	364
Формация анортозитов	367
НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ К ПРОБЛЕМЕ СООТНОШЕНИЙ	
МАГМАТИЗМА И ТЕКТоники	372
ЛИТЕРАТУРА	382

Научное издание

Кузнецов Юрий Алексеевич

ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ
в трех томах

ТОМ II

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ
МАГМАТИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ

Редакторы издательства *А. Я. Родионов, Г. А. Есеев*. Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*.
Художник *В. И. Шумаков*. Технический редактор *А. В. Сурганова*.

Корректоры *В. В. Борисова, Е. Н. Зимица*

ИБ № 34504

Сдано в набор 14.10.88. Подписано к печати 09.03.89. МН-01022. Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 31,9 + 1 вкл. на мел. бум. Усл. кр.-отт. 33,4. Уч.-изд. л. 35,2. Тираж 1000 экз. Заказ № 422. Цена 6 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука» Сибирское отделение,
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.