

GÉOLOGIE DU GRANITE

par

E. RAGUIN

Professeur honoraire
à l'École Nationale Supérieure des Mines

PRÉFACE DU PR. WEGMANN

Troisième édition
entièrement refondue

MASSON
PARIS NEW YORK BARCELONE MILAN
1976

Э. РАГЕН ГЕОЛОГИЯ ГРАНИТА

ПРЕДИСЛОВИЕ Э. ВЕГМАННА

*Издание третье,
переработанное и дополненное*

ПЕРЕВОД С ФРАНЦУЗСКОГО
В. И. БАЖЕНОВА



МОСКВА, НЕДРА, 1979

Раген Э. Геология гранита. Пер. с фр. М., Недра, 1979, 327 с.

В книге рассмотрены общие положения о петрографическом составе гранита, его текстурах и структурах, химизм и классификация гранитов. Приведена характеристика условий залегания и форм гранитных тел, описаны явления ассимиляции вмещающих пород при формировании гранитных тел, подчеркнута значимость явлений эндоморфизма. Излагается проблема дифференциации гранитов, показана необходимость изучения тектоники гранитных массивов, освещается вопрос радиоактивности гранитов, их металлогения, рассмотрены процессы разрушения гранитов. Отдельная глава посвящена применению методов математической статистики в петрологии, геохимии и металлогении гранитов. Рассмотрены соотношения между гранитами и складчатостью, связи гранитов с вулканизмом. Анализируются некоторые аспекты генезиса гранитов.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, изучающих интрузивные породы.

Табл. 1, ил. 65, список лит. — 403 назв.

Изучая граниты Финляндии, Я. И. Седерхольм иногда говорил, что каждый более или менее протяженный массив, как и любой человек, обладает индивидуальностью. Следовательно, кроме технических и научных познаний необходимо иметь что-то вроде художественного чутья для того, чтобы уловить и описать индивидуальные черты. Геолог должен пытаться выявить характерные признаки, применяя различные средства наблюдения и анализа, имеющиеся в его распоряжении. Необходимо изучать обнажения и горные породы так, чтобы суметь обнаружить даже незначительные черты, поскольку они могут быть решающими в других случаях. При таких наблюдениях геолог сможет открыть такие характерные признаки, которые другие исследователи обнаружат лишь путем микроскопического или химического анализа.

Одни из признаков имеют явную связь, другие — не явную, третьи — не имеют никаких связей. Поэтому нужно быть осторожным, доверяясь этим связям. Для того чтобы их уловить, совершенно недостаточно дать химику образец и по результатам химического анализа рассчитать коэффициенты. Таким образом, порода классифицируется лишь по своему химизму, но последний дает нам очень мало сведений о структуре, о ее соотношениях с обрамлением и о многих других чертах, которые нужно наблюдать, чтобы составить себе представление об индивидуальности изученного массива.

Лишь изредка структура представляет собой структуру затвердевания, как это подчеркивали Дрешер-Каден, Хунаши и его группа, чаще она образуется в результате иногда длительной истории, в которой взаимно накладываются результаты нескольких эпизодов различных масштабов. Увидев горную породу, на первый взгляд массивную и однородную, содержащую несколько генераций жил основного и кислого состава, из которых одни «плавают» в виде множества включений, другие вытянуты в линию обломков и растянуты в виде будин, при этом все они подвергались деформациям нескольких генераций, трудно избежать предположения, что она сохраняет свидетельство о ряде эпизодов. «Горная порода является продуктом, состоящим из смеси составных частей, реагирующих при различных физико-химических условиях и проявляющих, таким образом, пространственные вариации и локальные равновесия, что приводит к мозаике равновесий» [157].

Во всех изученных ассоциациях взаимная ориентировка кристаллов в различных масштабах проявляется по-разному. Гранитные породы, как и другие, представляют собой результат эволюции в крупном и малом масштабе, идущей по различным сходя-

щимся или расходящимся направлениям, что приводит к большому их разнообразию. Это наводит на мысль, что обозначение гранита (по Валлериусу, кварц+полевошпат+слюда), как правило, соответствует не видовому названию, а, скорее, родовому наименованию, несколько на манер насекомых или позвоночных, роды, семейства и виды которых развивались в различной среде по многим линиям и к тому же неоднократно в течение геологического прошлого. Естественно, не следует продолжать эту аналогию слишком далеко, но она может дать представление о плюрализме признаков и характерных черт, определяющих изучаемый объект. Аспекты постановки вопросов могут быть бесконечны, но в каждое время эти вопросы могут иметь различную ценность.

Стандартизирующее влияние терминов и понятий в некоторых случаях мешает заметить иногда значительные различия явлений, имеющих одно обозначение, понимаемое различными исследователями по-разному. Кроме того, понятия, предлагаемые для решения конкретного явления, иногда малъ пригодны или бесполезны для рассмотрения другого, потому что оба явления, по мнению одного исследователя, близки и даже взаимно связаны, по мнению другого, — явно различны.

Следы внедрения, гранитизации, мигматизации и других процессов не похожи друг на друга и зависят от тектонического этажа и от движений обрамления. Это, вероятно, является одним из источников известного «спора о гранитах» между сторонниками метасоматического образования гранитов и сторонниками его магматического происхождения.

Нельзя удержаться от доли скептицизма, когда некоторые авторы хотят доказать заимствованными у логики аргументами, что проблемы просты, наподобие кроссвордов, решение которых безупречно, если найдены правильные слова (конечно, те, которые в них предлагаются). Эти лингвистические решения представляют некоторый интерес, но едва ли они приблизят нас к решению загадок природы. Другие, рассматривая несколько явно невозможных решений, пытаются привести читателя к мысли, что их представление является единственно приемлемым.

Так как речь идет о геологии гранита, главную роль играет историческая перспектива. Все наблюдения, позволяющие определить последовательность таких процессов, как, например, выполнение трещиноватости, ряды основных или кислых жил, признаки размягчения, будинаж, трещиноватость, растягивание и многие другие следы развития, будут ценными для реконструкции целого ряда событий. Определения возраста, основанные на радиоактивности, дали, в дополнение к хронологическим данным, ценные указания об эволюции кристаллических пород, и в будущем, вероятно, дадут еще и другие полезные результаты. Обширное исследование нескольких тысяч полевых шпатов, вы-

полненное Хунахаши и его сотрудниками, показало, что их облик в древних породах отличается от облика шпатов в более молодых, возможно, признаками старения.

Проникать в область исследований, представляющую такое множество проблем, не просто и мы отметили лишь небольшое количество примеров. Новое издание книги Эжена Рагена будет драгоценным путеводителем, так как она нам дает нить Ариадны, позволяющую ориентироваться в лабиринте геологии гранита. Это также образец, показывающий, как нужно приниматься за дело, чтобы понять какую-то группу явлений природы.

В ряде глав он описывает наблюдения и методы. За фактами (такими, какими они представляются в настоящее время) следуют интерпретации, чаще всего множественные, и роль, которую они играли. Обсуждаются положительные и отрицательные стороны этих гипотез, при этом принимаются во внимание данные физической химии. Некоторые предположения освещены под углом зрения, характеризующим концепцию автора, иногда почти утверждения. Такое освещение возможно вызвано тем, что автор не наблюдал некоторые явления и даже их отрицал. Они остаются в тени при его угле освещения. То, что можно увидеть в обнажении, необязательно соответствует тому, что видно в образце, и наоборот.

Многочисленные ссылки на другие главы позволяют познать связь между различными наблюдениями и рассуждениями и, таким образом, нарисовать широкую картину знаний об этих явлениях и их сложных соотношениях.

Эти интерпретации подвергаются тщательной, но доброжелательной критике и выявляются их сильные и слабые стороны. Результаты полевых наблюдений и химических анализов, сведения по радиоактивности, данные ЭВМ, результаты изучения микроскопических и субмикроскопических структур, исследования крупных форм в трех измерениях и их краевых явлений, кинематических признаков и их ассоциаций в пространстве и во времени, короче говоря, все, что касается геологии гранитов, рассмотрено и выявлены пробелы наших знаний, обязанные либо отсутствию наблюдений, либо недостатку средств, чтобы их провести в настоящее время. Эти пробелы не замалчиваются, как в некоторых учебниках, наоборот, на них акцентируется внимание как на темах будущих исследований. Молодое поколение будет иметь не только один из лучших путеводителей, но и будет знать пустые звенья наших знаний. Автор показывает, до каких пор продвинулись в настоящее время исследования, и дает понять, что принято или приобретено. Нам предлагается не закрытая и застывшая наука; автор заставляет сверкать многочисленные грани проблем и подсказывает, таким образом, многогранное видение. Эта книга представляет интерес как для тех, кто работает в этой области, так и для тех, кто хочет ознакомиться с положением в этом разделе естественных наук. Для тех, кто зани-

маются специальными вопросами, такая панорама показывает данные под различными углами и открывает глаза на неизвестные или забытые соотношения; она рекомендует специалистам, на что сделать упор в своих исследованиях.

Те, кто интересуется общим положением в важной ветви естественных наук, найдут в этой книге блестящее изложение способов собирать наблюдения, группировать их с учетом концепций и гипотез, делая вначале некоторые сознательные абстракции и стараясь впоследствии их исправить для того, чтобы понять картину чрезвычайной изменчивости природы. Для тех, кто ищет типичный пример способности человеческого разума раскрывать и охватывать суть явлений, нас окружающих, труд Э. Рагена представляет собой пример аналитического бэконнианского ума, поскольку автор ведет читателя от горной породы на месте ее залегания до самых отвлеченных теорий. Он предлагает ему выбор, обращая внимание на результаты умозрительного построения и готовит взгляд на будущее.

Для того чтобы создать такую панораму, необходимо уметь разбираться в многочисленных разнообразных примерах и знать литературу, чтобы сравнивать. Однако совершенно недостаточно только прочесть работы, необходимо определить, с какой целью и исходя из каких предпосылок и гипотез были предприняты исследования. Ценно иметь идею об исторической эволюции и об изменениях направлений. Если мы не знаем или игнорируем историческое развитие, мы не сможем представить себе значительную часть действительности. Наконец, нужно быть опытным автором, чтобы придать такому изложению понятную и привлекательную форму. Никто более, чем Э. Раген, не был подготовлен к осуществлению такого труда.

Он работал в многочисленных районах развития кристаллических пород Франции и других стран, что позволило ему дать обзоры этих районов и вопросов, которые, в частности, возникают при изучении пород. Он не щадил своих усилий, чтобы изучить другие предметы, связанные с геологией кристаллических областей, как, например, учение о соотношении кристаллических пород с рудными месторождениями. Он всегда находится в курсе исследований в различных направлениях и в различных областях. Поскольку его собственные работы быстро доставили ему известность, многочисленные коллеги и ученики обращались к нему для обсуждения своих проблем. В связи с этим он познакомился со многими исследованиями, начиная с момента их зарождения, и, таким образом, смог охватить последовательные этапы развития геологической науки.

В настоящее время модно обсуждать глобальные гипотезы, частично не поддающиеся проверке, и известность, кажется, на стороне тех, кто заявляет, что они нашли «окончательное решение». Имеются и пророки высокого ранга, которые заявляют, что эра полевых исследований окончательно прошла. Э. Раген, пока-

зывая, как все начинается повторными наблюдениями горных пород, может быть, снова поведет молодое поколение в поле. Оно сохранит глубокую признательность за ту радость, которую доставляют часы, проведенные перед обнажением.

Широкая научная общественность воспользуется громадными усилиями Э. Рагена. С глубокой благодарностью мы признаем, что, изучая этот труд, мы углубили свои знания и поэтому приветствуем третье издание книги «Геология гранита».

Э. Вегманн

Третье издание было значительно переработано вследствие больших успехов, достигнутых за последние 20 лет, в результате более развернутого и более точного исследования различных районов с более систематическим использованием бурения и развития смежных наук, особенно касающегося геофизики и изучения термодинамических равновесий в минералогии. Вследствие этого прояснились некоторые, уже намечавшиеся концепции, либо появились новые взгляды. Мы были вынуждены учитывать это, внося оттенки в наше изложение на протяжении всей книги и добавляя новые, довольно обширные разделы.

Главными областями — объектами этих изменений являются следующие. *Сложные батолиты*, часто с кольцевой структурой, имеют более значительное распространение, чем думали раньше, и развиваются в весьма разнообразных средах: орогенических зонах, крупных линеаментах, субвулканических линейных структурах. Они говорят о пульсационном способе формирования гранитов, растянутом в течение длительного периода. *Анатексис* — частичное или полное плавление крупных масс коры, в настоящее время представляется вполне доказанным, как фактор образования многих гранитных магм. В последние годы углубленным исследованиям подверглись некоторые типы своеобразных пород: *скарны*, метасоматические проявления которых были уточнены, или *лампрофиты*, характерные признаки которых, по видимому, указывают, по крайней мере для некоторых из них, на происхождение из наиболее глубоких частей земной коры. Глава по *металлогении гранитов* переработана с учетом последних концепций, придающих большее значение внешней геодинамической деятельности планеты. Последние результаты по французским ураноносным гранитам открыли новые взгляды на *радиоактивность гранитов*. Введена, в соответствии с быстрым развитием этой дисциплины, глава об *информатике*. Использование методов информатики для гранитов оказывается настолько необходимым особенно ввиду обработки геохимических данных, которые в настоящее время приобретают все возрастающее значение. В отношении *связей гранитов с орогенией* в настоящее время возможно различать несколько способов эволюции гранитов в орогенических поясах. Прогресс в познании верхней мантии и океанической коры позволяет лучше охарактеризовать *континентальную кору*, как область гранитов. Наконец, успехи в развитии наших знаний приводят к более широкому взгляду на *генетические проблемы* гранита, оставляя открытыми многие вопросы.

Кроме упомянутых здесь основных переделок, много небольших, хотя и имеющих существенное значение, исправлений пришлось внести в большинство глав предыдущего издания.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИТА

Гранит является породой, состоящей преимущественно из смеси кристаллических зерен полевых шпатов, кварца и менее значительного количества пластинок слюды, иногда амфибола. По Э. Вегманну, это название обязано Валлериусу (1700—1785), который использовал его впервые для обозначения горной породы, состоящей из кварца, полевого шпата и слюды. Оно означает, что горная порода образована из зерен. Последние рассеяны как будто случайно и отличаются друг от друга по своему цвету и блеску. Их распределение и размеры, за исключением отдельных случаев, являются приблизительно постоянными в пределах обнажения, карьера или скалы и даже в более крупных массивах.

Под микроскопом можно установить, что между зернами не скрывается никакого стекловатого вещества. Зерна имеют форму, ограниченную своими собственными кристаллографическими гранями (идиоморфные или автоморфные контуры), или чаще какими-либо поверхностями (аллотриоморфные или ксеноморфные контуры), которые могут оказаться кристаллографическими гранями соседних зерен, а также неправильными поверхностями, обязанными антагонизму в росте расположенных рядом зерен. Расположение минералов в породе не создает зональности или сланцеватости, хорошо проявляющейся в различном масштабе наблюдения, от микроскопических зерен до обнажения, в кристаллических сланцах регионального метаморфизма.

Наконец, учитывая, что гранит часто образует однородные тела, отчетливо секущие напластование окружающих осадочных или метаморфических пород в масштабе обнажения или в более крупном масштабе, мы получим то, что составляет главную отличительную черту «плутонических» пород, в противоположность другим типам горных пород — осадочным, вулканическим, метаморфическим. Таким образом, гранит является плутонической породой или, короче, *плутонитом*.

На основании встреченных в природе ассоциаций мы будем понимать термин «гранит» достаточно широко, чтобы он смог охватить кварцсодержащие породы, создающие переходы в другие типы плутонических пород: переход в сиениты при уменьшении относительного количества кварца, в кварцевые диориты при увеличении относительного содержания плагиоклазов. Для такой совокупности горных пород, которая, естественно, включает собственно граниты, часто используют наименование *гранитоиды*. При случае мы будем его применять.

Без особых уточнений термин «гранит» мы будем применять в

широком смысле, как это вытекает из диаграммы Штрекайзена (см. фиг. 2). Некоторые петрографы высказывали пожелание дать определение «настоящему граниту» путем установления точных и довольно узких границ относительных содержаний минералов. Мы думаем, что такое уточнение не было бы универсальным и оказалось бы, таким образом, обманчивым. В следующей главе при рассмотрении классификации гранитов мы вернемся к этому вопросу.

ПРОТИВОПОСТАВЛЕНИЯ И ПЕРЕХОДЫ

Гранит никогда не образуется на дневной поверхности. В разнообразной гамме современных вулканических потоков, которые содержат магмы того же химического состава, что и гранит, он не обнаружен. Гранит кристаллизовался обычно под значительной толщей других пород, к настоящему времени исчезнувших, но присутствие которых в прошлом является совершенно несомненным, и появляется на дневной поверхности только благодаря деятельности эрозии. В отдельных, относительно редких случаях «субвулканических массивов» (см. гл. III) он может образовываться на глубине лишь нескольких сотен метров от поверхности. Но большей частью, это — глубинная порода, как и другие типы плутонических пород, такие как диориты или габбро.

Другое существенное свойство: зерно породы крупное, от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Наконец, воздействие гранита на соседние участки во время его формирования часто значительно и сопровождается химическими изменениями, перекристаллизацией.

Совершенно противоположным является вид вулканической лавы, в особенности риолитовой, имеющей почти тот же химический состав, что и гранит. Лавы состоят из чрезвычайно тонкокристаллических агрегатов, чаще всего неразличимых невооруженным глазом, или стекловатого вещества. В такой массе, или *мезостазисе**, могут плавать крупные кристаллы (так называемые «порфиновые» породы). Текстура породы часто флюидальная благодаря тесному расположению в виде микроскопических полосок застывших течений жидкости. Эти породы часто включают мелкие пустоты, обремененные пузырьками газа, или полости того же происхождения (литофизы), позднее заполненные кристаллами. Наконец, лавы во время своего извержения производят лишь незначительное воздействие (местный обжиг) на более древние породы. Часто они сопровождаются туфами с пирокластическими обломками, выброшенными вулканическими взрывами.

В частично кристаллических разностях риолитов обособля-

* Мезостазисом называется вещество горной породы, в которое погружены отдельные включения и другие составляющие.

ются сфероидальные образования, большей частью микроскопические, но иногда более крупные и хорошо видимые невооруженным глазом. Это — волокнисто-радиальные сферолиты с волокнами ортоклаза, более или менее пропитанные кварцем, или с волокнами халцедона. Они отражают начало кристаллизации магмы, которая проходила через стекловатое состояние. В других случаях речь идет о глобулях или дентритовидных вростках микропегматита (ассоциации кварца и полевого шпата с тесным взаимопрорастанием кристаллов, причем каждый образует что-то вроде каркаса для другого). Что же касается «глобулярного кварца», мелких кварцевых губок с секторами, имеющими одинаковую кристаллографическую ориентировку, то они образуются в результате девитрификации спустя длительное время после застывания породы. Напротив, предыдущие сферолиты связаны с консолидацией магмы, за исключением, конечно, сферолитов халцедона, которые формируются в поздний этап. В противоположность подобным свойствам вулканических пород, или «вулкаников», гранит образован агрегатом кристаллов, плотно прилегающих друг к другу или входящих в виде включений в другие. *Прекрасная кристалличность гранита и аналогичных горных пород является поразительной чертой.*

В природе ясно проявляется контраст между плутоническими и вулканическими горными породами: наблюдаются крупные массивы первых и значительные системы потоков вторых, независимые друг от друга. Однако можно собрать породы промежуточного типа и выявить «полные переходы структуры от полностью стекловатых лав, как обсидная, до полностью кристаллического гранита через риолиты и гранит-порфиры» [316]. Но такие промежуточные породы проявляются редко. Чаще не видно никакого перехода и остается контраст, если не с точки зрения петрографического коллекционирования, то с точки зрения геологического залегания. Однако имеются исключения, и в главе XV мы вернемся к соотношениям гранита и вулканизма.

Мы уже подчеркивали контраст между гранитом и метаморфическими породами, которые на значительных расстояниях обладают упорядоченной зональностью и правильной сланцеватостью. Но мы увидим, что существуют граниты со сланцеватой или полосчатой текстурой, особенно в области мигматитов и, следовательно, существуют чрезвычайно частые переходы. Как отмечают Х. Термье и Ж. Термье [331], «имеются все переходы между риолитом и гранитом и невозможно установить четкий разрыв в ряду их промежуточных разновидностей; с другой стороны, легко найти все переходы между кристаллическими сланцами и гранитом по мере возрастания метаморфизма. Следовательно, гранит представляет точку конвергенции в результате осуществления равновесия». *Это понятие является фундаментальным* и в дальнейшем мы увидим многочисленные доказательства этого.

ФАКТОР ВРЕМЕНИ. ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТА

Многочисленные наблюдения указывают, что гранит завершает отчасти непрерывную, отчасти прерывистую эволюцию, чрезвычайно продолжительную в человеческом масштабе или, если угодно, в масштабе вулканических явлений. Во многих случаях эта эволюция находится в связи с последовательными орогеническими циклами. Если мы хотим лучше понять образование гранита, мы должны обратиться к его хронологии; проследить в различных масштабах, начиная от кристалла до крупных гранитных комплексов геологического значения, признаки последовательности явлений. Именно в этом состоит трудная задача, во всяком случае требующая большого терпения, но весьма показательная, раскрывающая «жизнь» гранита. Попутно в книге мы будем напоминать об этом каждый раз, как будет возможно.

Подобное изучение в значительной мере базируется на признаках перемещения вещества в различных масштабах: там, где устанавливается движение, обрисовывается хронология. *Структурный анализ* Вегманна в гранитизированных комплексах и в породах их обрамления является базой подобных исследований. Кусок гранита, полученный в лаборатории путем синтеза, даже при допущении что он вполне «удачен» и с трудом отличим от куска природного гранита, всегда будет представлять лишь схематическую модель, а не настоящий гранит, который имеет за собой длительную историю. Здесь такая же разница, как между неподвижным роботом и египетской мумией. «Горные породы представляют собой предметы, имеющие историю, которая может быть прочитана путем изучения их современных характерных черт. Геология является наукой во времени, изучающей последовательность событий. Это — не прикладная физика или химия, хотя эти науки могут оказать важную помощь геологии» [313].

ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНОЛОГИЯ

Поскольку мы придерживаемся эволюционной точки зрения, мы обязаны более или менее приблизительно представлять себе состояние материи, существовавшее до завершения явления. В действительности объективно мы знаем только сформировавшийся гранит. Итак, предвосхищая последующие главы, мы сейчас дадим определение понятию «мобилизованная среда», физическое состояние которой во время гранитизации представляет собой «смешанное состояние», а также определим смысл, который мы вкладываем в само слово «гранитизация».

Мобилизованная среда. Самое главное в эволюции гранита — знать, поступила ли материя из другого места или была переработана на месте, был ли привнос массовым или частичным. В этом отношении определились три основные концепции.

А. Гранит образуется преимущественно «в другом месте», на

глубине, и перемещается вверх как жидкая вулканическая магма. Гранит является вулканической породой подобно лавам, при этом различие в конечном результате происходит благодаря консолидации на более значительной глубине в земной коре. Это — точка зрения «чистых магматистов». Она больше почти не поддерживается в такой крайней форме, за исключением может быть отдельных частных случаев нахождения весьма своеобразных гранитов (кольцевые субвулканические комплексы).

Б. Гранит образуется на месте или почти на месте с присоединением значительного количества химического привноса. По мнению авторов, привнос происходит либо в форме более или менее мелких инъекций магмы, либо в форме пропитывающих растворов, либо, наконец, в виде ионной диффузии вдоль интерстиций ранее существовавших кристаллов или через их решетку [254].

В. Гранит образуется на месте или почти на месте без значительного химического привноса путем преобразования преимущественно осадочного материала коры. Это — *панседиментационная* теория гранитизации [238]. Концепцией механизма является «дифференциальный анатексис» П. Эскола [100]. Он состоит в частичном расплавлении с последующим удалением наиболее плавких веществ горных пород, создающих флюиды гранитного состава, способные к некоторой миграции и могущие пропитывать другие более или менее удаленные породы.

Другие концепции рассматривают процессы перестройки минералов, перекристаллизации, аналогичные метаморфизму в твердом состоянии.

Эти различные точки зрения нам представляются слишком разделенными, а действительность — более сложной. Гранит, вероятно, имеет многообразное происхождение, в определенной степени различающееся в разных гранитах и в разные моменты истории каждого гранита. Среда, преобразующаяся в гранит, отражает результаты переноса вещества с различной концентрацией на различное расстояние. Именно такую среду мы будем называть *мобилизованной средой*. Ее подвижность может быть в различной степени более или менее химической и более или менее механической.

Большая часть вещества преобразовалась в граниты на месте (с присоединением более или менее значительного количества привнесенной материи). Забегая вперед, можно сказать, что эта характерная черта, «на месте», вытекает из линейного расположения включений или эндоморфных зон, небуллитового рисунка в массе гранита. Такие линейные структуры и рисунки иногда могут быть образованы деформациями мобилизованной среды или минеральными сегрегациями. Но во многих случаях хорошие наблюдатели показывали, что эти признаки часто обусловлены стратиграфическим строением ранее существовавших геологических толщ. «Структурный анализ» Э. Вегманна показал, в какой

степени эти толщи были деформированы и долю в образовании сегрегаций, связанных с деформациями [378].

Реоморфизм, или местный и массовый переход почти сформированного гранита в подвижное состояние под воздействием тектонических усилий или увеличения объема при гранитизации, может стереть признаки образования на месте и это, вероятно, часто происходит. Известно, что термин «реоморфизм» был создан Х. Г. Баклундом [4] для обозначения «всех результатов частичного или полного термального перехода в жидкое состояние (Verflüssigung) ранее существовавшей породы при притоке более или менее значительных количеств новой материи, поступающей путем диффузии». И он же [5]: «Увеличение объема в данном пространстве приводит к мобилизации продукта гранитизации в тем большей мере, чем более значительным является увеличение объема. Мобилизация определяет течения, дифференциальные движения, прорывы (Durchbrüche), внедрения в направлении наименьшего сопротивления». Мы полагаем, что увеличение объема в результате привноса не обязательно для того, чтобы вызвать реоморфизм, но общее или локальное превышение напряжений может произвести этот эффект.

Смешанное состояние. Другим вопросом, подлежащим обсуждению, является физическое состояние среды во время ее эволюции прежде чем она достигла состояния гранита: аморфное (жидкое, стекловатое) или кристаллическое. Этот второй вопрос не зависит от первого (образование на месте или с привносом). Таким образом, в случае Б можно представить себе, что привнос приводит к эвтектическому составу и среда подвергается массовому расплавлению [337]. Можно также думать, что все дело в метасоматозе в постоянно кристаллической среде: образование гранита в твердом состоянии. Это — точка зрения «чистых метасоматистов» или «трансформистов». (Напомним, что метасоматозом называется преобразование пород в твердом состоянии путем перекристаллизации, которая не предполагает сколько-нибудь значительного изменения общего объема. Он чаще всего сопровождается химической миграцией в противоположных направлениях: приток одних химических веществ и удаление других. Физико-химический механизм метасоматоза в большинстве случаев не ясен, а проходящие химические реакции трудны для написания.)

Но метасоматоз путем простой фильтрации химического потока не может превратить разнородную среду в гомогенный гранит. Метасоматоз не гомогенизирует [186, 113]. Необходимо кое-что дополнительно, например расплавление, по крайней мере частичное, или тектоническое перемешивание в весьма подвижных зонах.

В соответствии с детальными наблюдениями, изложенными в следующих главах, мы принимаем, что среда в процессе гранитизации вообще находится в смешанном состоянии, т. е. она об-

разована из кристаллов, погруженных в аморфную материю (газообразную, жидкую или стекловатую). Это состояние, вероятно, аналогично тому, при котором кристаллы находятся во взвешенном состоянии и их количество в среде небольшое; или подобно пузырьчатому агрегату, промежутки которого заполняет небольшое количество жидкости. Весьма вероятно, что соотношение твердой и жидкой фаз должно изменяться в ходе развития какого-то определенного гранита и должно сильно различаться в процессе эволюционных фаз различных гранитов. Во всяком случае, каким бы ни было начало процесса, несомненно, что граниты закончили свою эволюцию в кристаллическом состоянии, так как они несут заметный отпечаток более позднего метасоматоза, выраженного различными особенностями их петрографии, как мы это увидим в дальнейшем.

За термином *магма* мы сохраним его классический смысл жидкой или стекловатой силикатной смеси, могущей в известных случаях содержать во взвешенном состоянии небольшое количество кристаллов или кристаллических включений. Смешанная среда, очень богатая жидкостью, переходит в магму.

Очень часто эксперимент, протекающей при атмосферном давлении, приводит к мысли, что легкая деформируемость среды возможна лишь в жидком состоянии, в то время как кристаллическое состояние включает в себя прочность, жесткость, неспособность к деформации. Тектоника показывает, что это не так. Кристаллическое вещество горных пород способно к весьма значительным деформациям при высоких давлениях, лишь бы приложенные усилия действовали в течение достаточно длительного времени. Результаты деформации, даже весьма значительной, невозможно использовать для оценки относительного количества кристаллического и аморфного вещества в смешанной среде.

Во всяком случае эта смешанная среда была способна к значительной подвижности под влиянием градиента давления, вызываемого тектоническими усилиями или притоком вещества, исходящего из глубин. Кроме этого, эти интерстиционные жидкости были, без сомнения, затронуты конвекционными движениями, прежде чем постепенно прогрессирующая кристаллизация уменьшила пористость. Даже при наличии слабой пористости можно было бы иметь конвекционный механизм, аналогичный тому, который существует в горячих водах, пропитывающих, относительно плотные компактные породы, как показывают исследования по использованию геотермической энергии [132].

Напротив, нам кажется очень маловероятным, что во время кристаллизации возникает эффект отцеживания кристаллов с образованием «кумулятов» с осадочной текстурой, как это устанавливается в габброидных магмах, обладающих низкой вязкостью. Факты, приводимые в этом смысле для гранитов, всегда мало показательны.

С другой стороны, возможность падения блоков кровли гра-

нитной интрузии внутрь мобилизованной гранитизацией среды, которая была объектом неоднократных дискуссий, нам равным образом представляется маловероятной в свете фактов, описанных в этой книге. Впрочем, она могла бы возникнуть только на начальной стадии с относительно высоким количеством жидкости. Наблюдаемое в гранитах перемещение включений, по-видимому, связано с действием других силовых полей в мобилизованной среде, а не только с силами гравитации.

Гранитизация. Это слово часто употребляется для обозначения образования гранита «на месте» за счет ранее существовавших горных пород, в противоположность «магматическому» граниту, который, по-видимому, «пришел из другого места». Мы не будем понимать это обозначение слишком узко: оно, вероятно, пригодно для некоторого момента эволюции гранита. Видимо, невозможно в каком-либо конкретном случае ограничить интервал действия этой концепции. В этой книге термин «гранитизация» сохранит свой *самый общий смысл*. Он будет обозначать эволюцию определенного пространства, которое, начиная с некоторого времени, стало гранитным массивом, каким бы не был последующий процесс: «на месте» или с некоторыми перемещениями более или менее значительной части вещества.

ПЛАН КНИГИ

Изложение материала этой книги базируется на массе наблюдений многочисленных исследователей. Для того чтобы отдать им должное, мы стремились дать насколько возможно полную их библиографию. Мы также пользуемся случаем поблагодарить коллег, которые любезно предоставили нам возможность воспользоваться их осведомленностью путем прямых обсуждений по ряду пунктов: М. Деманжа, М. Фонтеля, Ж. Гогеля, К. Д. Фана, Р. С. Трюйю, М. Ванье. Особую признательность мы выражаем Э. Вегманну, который был для нас вдохновителем и руководителем по многим затронутым проблемам, как и во многих обстоятельствах нашей геологической карьеры.

Может показаться искусственным описание в отдельных главах явлений разного порядка, наблюдаемых в граните и его обрамлении в различном масштабе пространства и времени, поскольку они не являются независимыми. Однако они обычно не одновременны. К тому же разнообразие гранитов приводит к тому, что все эти явления не совмещаются в одном и том же гранитном массиве: точнее, на определенные гранитные тела оказывают свое более сильное влияние то одни, то другие. Учитывая этот факт и с целью ясности изложения, мы приняли следующее распределение глав.

В одной из первых глав (гл. II) рассмотрен петрографический состав гранита. На основе изучения штуфов невооруженным глазом и под микроскопом рассмотрены условия существо-

вания гранита и его изменчивость. В главах III и IV показаны различия в способах залегания, определяющие две классические категории гранитов: гранитов в локализованных массивах и анатектических гранитов с мигматитами. Следующие главы рассматривают отношения гранитов с их непосредственным окружением (глава V. Ассимиляция контактовых образований; глава VI. Ореол гранита), внутреннюю структуру массивов с геометрической точки зрения (глава VII) и с точки зрения изменения (глава VIII. Дифференциация). Эти главы, так же как и следующая (глава IX. Жильные производные гранита), касаются главным образом категории локализованных массивов, где изученные явления могут быть охарактеризованы в различной степени и в различном объеме. В анатектических гранитах, по-видимому, принимают участие действия того же порядка, но они значительно хуже выражены и их почти всегда трудно уловить. Разрушение или преобразование гранита вследствие выветривания, раздавливания или метаморфизма рассмотрено в главе X. В главах XI и XII изложены два важных свойства гранита: его металлогеническая роль и радиоактивность. Гранитная информатика (глава XIII) касается применения современных методов математики при изучении гранитоидов.

Для более широкого обозрения мы рассмотрим положение гранитов в геологическом окружении. Сопоставление гранита с двумя крупными явлениями — орогеней и вулканизмом — образует содержание глав XIV и XV. В главе XVI показано положение гранита в земной коре, и в заключение (глава XVII) мы рассмотрим проблемы и гипотезы образования гранитов, которые еще содержат много нерешенных вопросов. В конце приведен указатель специальных технических терминов с указанием страницы, где фигурирует их определение.

Глава II. СОСТАВ ГРАНИТА

МИНЕРАЛЫ ГРАНИТА

Главными минералами гранита, слагающими его почти целиком, являются полевые шпаты, кварц, слюды. В некоторых гранитах с черной слюдой ассоциирует роговая обманка; реже другие силикаты: гиперстен, диопсид, эгирин или рибекит. В зависимости от типа гранита в небольших количествах могут появляться разнообразные аксессуарные минералы. Это большей частью магнетит, ильменит, пирит, апатит, гематит, сфен, рутил, циркон, турмалин, топаз, флюрит, гранат, андалузит, силлиманит, кордиерит, шпинель, корунд, цоизит, эпидот, ортит. Кроме этого, при-

существуют минералы, связанные со вторичными изменениями, из которых наиболее обычными являются: каолин, серицит, хлорит, кварц, кальцит, эпидот, цоизит, гематит, рутил. Однако некоторые из них могут также образовываться при автопневматолитизме (см. с. 38).

Ассоциация *лейкократовых и меланократовых* минералов придает граниту контрастный вид, сильно изменяющийся от одного гранита к другому. Эти удобные термины обозначают группу белых или сероватых минералов и группу темных или черных минералов. Точнее, лейкократовые минералы в обычных горных породах представлены кремнистыми и глиноземистыми минералами, из которых главными являются кварц и полевые шпаты. Меланократовые минералы являются железо-магнезиальными, причем главными оказываются биотит и амфибол. В широком смысле говорят о лейкократовой и меланократовой горной породе в зависимости от того, какая из двух категорий минералов преобладает в породе.

Полевые шпаты

Любой гранит содержит щелочной полевой шпат: ортоклаз, микроклин или плагиоклаз, близкий к альбиту. Обычно он ассоциирует с известково-натровым плагиоклазом, олигоклазом или андезином. Ортоклаз и микроклин имеют формулу $KAlSi_3O_8$. Плагиоклазы составляют изоморфную серию, которая идет от альбита $NaAlSi_3O_8$ до анортита $CaAl_2Si_2O_8$ и которую в первом приближении можно рассматривать как непрерывную (непрерывную при высокой температуре; см. ниже). Обычно эту серию условно расчленяют по молекулярному соотношению смеси альбита и анортита (An) со следующими классическими наименованиями:

Альбит	0—10% An
Олигоклаз	10—30%
Андезин	30—50%
Лабрадор	50—70%
Битовнит	70—90%
Анортит	90—100%

Когда известково-натровый плагиоклаз преобладает в количественном отношении над щелочным полевым шпатом, гранит переходит в гранодиорит, а затем в кварцевый диорит. Когда он представлен бескальциевым членом (альбитом), мы имеем щелочной гранит. Преобладание калиевого полевого шпата или плагиоклаза отличает калиевые граниты от натровых. Эти замечания подчеркивают важность полевых шпатов для классификации гранитов, к которой мы вернемся.

Калиевый полевой шпат. Калиевый полевой шпат гранитов является либо микроклином (триклинным), либо чаще всего промежуточной разностью. Степень триклинности полевых шпатов определяют отклонением лучей дифрактограмм, соответствующих

граням 131 и $\bar{1}\bar{3}1$ кристалла, которые разделяются в триклинном полевоом шпате, но совпадают в моноклинном. Если D_0 представляет собой отклонение для идеального микроклина и D — для измеряемого полевого шпата, тогда степень триклинности условно равна $T = (D/D_0) \times 100$. Опыт показывает, что в одном и том же граните часто сосуществуют два различных калиевых полевых шпата: например, промежуточный полевой шпат с T близким к 20—30 и микроклин с четкими решетчатыми двойниками, у которого T равно 80. Кажется, что по крайней мере одна из двух форм в породе находится в метастабильном состоянии. Их сосуществование показывает сложность и продолжительность образования гранита. Другой возможностью отличия микроклина и ортоклаза является измерение угла оптических осей ($2V$), значительно меньшего у ортоклаза, чем у микроклина. Однако этот метод не всегда хорошо согласуется с предыдущим.

Присутствие ортоклаза или микроклина в данном гранитном массиве имеет систематический характер. Если сосуществуют оба минерала или два промежуточных типа, их соотношение в гранитном массиве сохраняет довольно постоянный порядок величины. Часто устанавливается, что глубинные граниты (например, чарнокиты) и граниты малых глубин образования (например, субвулканические граниты) являются ортоклазовыми. Обычные, наиболее многочисленные граниты (батолиты в мезозоне метаморфизма; гранитные мигматиты) содержат более или менее триклинный микроклин.

Обычно принимается, что триклинность связана со степенью упорядоченности Si и Al в кристаллической решетке минерала, при этом микроклин оказывается более упорядоченной формой. Температура образования является, вероятно, главным фактором. С другой стороны, ограничение свободы во время кристаллизации, возможно, благоприятствует образованию микроклина. По С. Вилельму (устное сообщение), обе составные части в калиевых полевых шпатах промежуточной триклинности, по-видимому, имеют неправильное мозаичное строение и чрезвычайно чувствительны к механическим деформациям горной породы. Различные авторы рассматривали также роль давления водяных паров, которое, возможно, облегчает достижение равновесия в ходе кристаллизации. Частичная замена K на Na в кристаллической решетке может также принять участие в изменении T . Участие этих различных факторов трудно оценить и необходимы более глубокие исследования.

Ортоклаз гранитов часто является более или менее натровым и молекулярное количество альбита может достигать 40%, обычно же порядка 15—20%. Угол оптических осей $2V$ возрастает от 35 до 75°, при изменении содержания альбита от 0 до 40%. Существуют также натровые микроклины аналогичного состава, но их угол оптических осей как будто остается между 80 и 90° [347, 209].

Кристаллы калиевого полевого шпата гранитов часто имеют частично и реже полностью *пертитовую* микроструктуру. Эта структура характеризуется пропитыванием полевого шпата альбитом или олигоклазом в виде очень тонких неправильных, субпараллельных зон, или микропрожилков, или неправильных пламенивидных вростков или вростков, расположенных другим образом. Пертит является первоначальным либо, большей частью, образован в результате последующего изменения гранита. Смотри по обстоятельствам, это объясняют распадом натрового ортоклаза или микроклина, гомогенных при высокой температуре [348], или же частичным замещением ортоклаза или микроклина натровыми микрорастворами, пришедшими извне. Первый случай встречается особенно в *гранитах гиперсольвус*, т. е. гранитах, кристаллизовавшихся при температуре выше температуры распада твердого раствора $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8$, причем такой раствор существует при температуре свыше 650—700°C в зависимости от давления. Во втором случае замещение альбитом иногда выявляет характерную структуру такого альбита, называемую «структурой шахматной доски», вызванную, вероятно, решетчатым рисунком двойников первоначального микроклина. С другой стороны, случается, что некоторые кристаллы калиевого полевого шпата, имеющие однородный вид под микроскопом, обнаруживают пертитовое строение на рентгеновских диаграммах: это — *криптопертиты*.

Некоторые ортоклазы из гранитов имеют заметное содержание *бария*, достигающее 0,5—1%. Известно, что гиалофан является калиево-бариевым полевым шпатом, содержащим до 30% и более молекулы целезиана $BaAl_2Si_2O_8$. Присутствие бария в некоторых гранитных ортоклазах объясняется более высокой температурой кристаллизации этих ортоклазов.

В гранитах калиевые полевые шпаты обычно не имеют кристаллографических форм, в противоположность плагиоклазам, которые проявляют тенденцию их иметь. Тем не менее в порфировидных гранитах, в которых калиевые полевые шпаты имеют более крупные размеры (1—15 см), чем зерна окружающей породы, эти полевые шпаты образованы лучше, чем те же полевые шпаты в основной массе, и часто идиоморфны с двойниками по карлсбадскому закону (с. 30—31).

Плагиоклазы. Чаще всего олигоклаз. Плагиоклаз является более основным в гранодиоритах и кварцевых диоритах и более натровым (альбит) в щелочных гранитах. Некоторые граниты имеют плагиоклазы различной основности [157]. Плагиоклаз гранитов иногда бывает зональным с более щелочной внешней частью кристалла; но это явление выражено значительно слабее, чем в более основных плутонических и в вулканических породах. Тем не менее оно отмечается в гранитных породах с эндоморфизмом, где в последовательных зонах роста плагиоклаза даже можно видеть реккурренции содержаний анортита. В других слу-

чаях отсутствие зон, возможно, возникает при медленной кристаллизации или перекристаллизации в устойчивых условиях, позволяющих уже сформированным кристаллам приспособиться к медленно изменяющемуся химическому составу непосредственно прилегающей среды.

Известно, что каждый плагиоклаз представлен двумя разновидностями со слегка отличающимися свойствами; одна из них, называемая *высокой* (*высокотемпературной*), свойственна преимущественно вулканическим породам, другая, называемая *низкой* (*низкотемпературной*), встречается преимущественно в метаморфических породах и в большинстве плутонических пород. Лучше стоило бы говорить соответственно: форма неупорядоченная (вместо высокой) и форма упорядоченная (низкая). Естественно, существуют также плагиоклазы с промежуточными свойствами. Можно определить «показатель промежуточности», варьирующий от 100 для упорядоченности низкой формы до 0 для отсутствия упорядоченности высокой формы, по более или менее значительному разделению в диффрактометре двух особых лучей.

Еще слабо развитые исследования подтвердили, что плагиоклазы гранитов имеют значительное преобладание повышенных значений «показателя промежуточности». Но эти показатели в одном и том же граните имеют, однако, некоторую дисперсию значений. Более или менее значительная дисперсия с центром, несколько отличающимся от величины показателя, могла бы, может быть, характеризовать отдельные гранитные массивы [157, 28]. Замечательный факт — японские граниты неогенового возраста в пределах вулканических формаций имеют одновременно низкие и высокие плагиоклазы, причем последние преобладают.

Некоторые авторы, как О. Ф. Таттл [347], объясняют преобладание низкого плагиоклаза гранита последующей перекристаллизацией полевого шпата, кристаллизовавшегося вначале в высокой форме; другие, как Р. Перрен и М. Рубо [257], видят в этом доказательство такого способа образования гранита, который радикально отличается от магматической кристаллизации вулканической породы. Для того чтобы сделать заключение, необходимы, по-видимому, другие исследования, тем более что при кристаллизации той или иной разновидности следует принимать во внимание не одну температуру, но также и давление водяных паров и других пневматолитов [400].

Только высокий ряд плагиоклазов образует непрерывный твердый раствор. В низкой серии существует интервал несмеси-мости между альбитом и олигоклазом с 25% Ап [16]. В этом интервале существует смесь нескольких фаз, называемая *перистерит*. Эта ассоциация обычно настолько тонкая, что неразличима под оптическим микроскопом, а только лишь в диффрактометре. Под микроскопом в первом приближении получают оптические свойства, промежуточные между двумя крайними членами сме-

си. Это явление устанавливается, вероятно, во многих гранитах.

Статистическими оценками установлено, что плагиоклазы гранитов часто имеют двойники по карлсбадскому закону или его комбинации с альбитовым законом; редко встречаются только альбитовые и периклиновые двойники или отсутствие двойников [141, 345]. Этот факт сближает полевые шпаты гранитов с калиевыми полевыми шпатами вулканических пород и отделяет их от метаморфических пород. Однако, по данным М. Горай [141], некоторые мигматиты Японии с этой точки зрения аналогичны метаморфическим породам.

Окраска полевых шпатов. Она часто характерна для данного интрузивного массива и придает породе свой общий тон, часто упоминаемый в описаниях. Макроскопически гранитные полевые шпаты редко оказываются прозрачными. Их молочный облик возникает вследствие тонкой пигментации, обусловленной включениями или тонкими пластинками, вызывающими рефлексы света. Цвет щелочных полевых шпатов меняется в зависимости от гранитов: розовый, желтый, красноватый, серый, молочно-белый. Первые из этих окрасок связаны с микроскопическими включениями гематита, либо первичного (шелле-ризация), как, например, в розовом граните Пиана, Корсика, либо обязанного вторичному изменению; последние — изменением, при котором кристалл пропитывается мелкими глинистыми или серицитовыми чешуйками. Некоторые гранитные микроклины — криптопертиты имеют голубые опалесцирующие рефлексы, напоминающие «лунный камень», известный на о. Шри Ланка как драгоценный камень. Несомненно, речь идет о световой интерференции в агрегате кристаллических пластинок. Наконец, зеленый цвет некоторых микроклинов из пегматитов («амазонит») объясняется присутствием в их решетке закисного железа или других элементов-примесей. Плагиоклазы в гранитах обычно менее окрашены, чем щелочные полевые шпаты: белые до темно-серых. Они становятся зеленоватыми в начале изменения с образованием микроскопических хлорита, цидозита или эпидота (соссюритизация). Обычно они могут подвергаться серицитизации. В чарнокитах — гиперстеновых гранитах — все полевые шпаты имеют темную серовато-зеленую окраску в свежей породе и коричневую при слабом начале изменения. Она, по-видимому, обязана распаду твердого раствора пигмента окислов железа и алюминия в ходе кристаллизации полевых шпатов.

Кварц

Кварц образует от 25 до 40% породы в зависимости от ее разности. Обычно он плотно облекается другими минералами, т. е. ограничивается кристаллографическими гранями других минералов. Кроме того, он не имеет формы и ограничивается неправильными гранями или составляет агрегаты зерен без

определенных форм. Следовательно, он обычно является аллотриоморфным. Иногда он имеет тенденцию к образованию бипирамидальных форм, особенно в мусковитовых гранитах с пневматолитовыми минералами. Бипирамидальный кварц типичен для гранитов рапакиви. Кроме своего нормального развития, при котором его размеры соответствуют зернистости гранита, кварц существует в виде очень мелких включений в полевых шпатах. Окраска кварца в гранитах серая, синеватая, желтоватая.

Под микроскопом в нем можно видеть полости размером до нескольких микрон, ориентированные вдоль одной или двух систем плоскостей. Линейная ориентировка иногда переходит из одного зерна в другое. Случается, что такие пустоты содержат отдельные мелкие кристаллы или жидкость с подвижными газовыми пузырьками. Жидкость представляет собой водный раствор хлоридов щелочей или двуокись углерода. Газ может быть представлен углекислым газом или водяными парами. Следовательно, эти вещества находились в мобилизованной среде в момент кристаллизации кварца в свободном состоянии [74].

О. Ф. Таттл [348] показал, что точка превращения кварца, близкая к 573°C при нормальном давлении, оказывается систематически несколько более высокой для кварца из гранитов, чем для кварца из риолитов, при этом разница составляет около 38°. Он объясняет это тем, что кварц гранитов, по-видимому, кристаллизовался при более низкой температуре. Может быть, кварц, кристаллизовавшийся при высокой температуре, мог включать в свою решетку следы некоторых элементов, присутствие которых могло бы понизить его точку перехода. Как бы то ни было он объясняет этот факт перекристаллизацией гранитного кварца при температуре более низкой, чем та, при которой он вначале кристаллизовался. Отметим, что как и для низких плагиоклазов, которые рассматривались выше, можно также предполагать, что этот кварц кристаллизовался непосредственно при температуре более низкой, чем температура риолитовых магм.

Кварц гранитов часто бывает покороблен, как будто испытал напряжения, что под микроскопом в поляризованном свете проявляется в виде волнистого угасания. Это наблюдается не только в милонитизированных, но и в любых гранитах. Представляется, что конец кристаллизации горной породы происходил в условиях напряжений (Протоклаз, с. 182).

Мирмекит некоторых гранитов представляет собой микроскопическую ассоциацию кварца и плагиоклаза, образующую почки, выпуклой стороной прилегающие к ортоклазу или микроклину, там, где они находятся в контакте с плагиоклазом [312]. Почки могут достигать максимум 1 мм в поперечнике. Кварц мирмекита находится в виде тонких изогнутых червяч-

ков, спаянных друг с другом и погруженных в плагиоклазовую массу, которая является слегка более щелочной, чем соседний плагиоклаз. Мирмекит образуется в результате реакции между калиевым и известково-натровым полевыми шпатами. Ниже мы вернемся к этому любопытному явлению (см. с. 36).

Микропегматит, изредка в небольшом количестве встречаемый в граните, как, например, в гранит-порфирах, называемых гранофирами, представляет собой ассоциацию кварца и калиевого полевого шпата, более крупную, хотя и микроскопическую. Она состоит во взаимном проникновении обоих минералов, аналогичном по структуре макропегматиту (с. 155). Как мы это увидим ниже, он указывает, по-видимому, на разведение полевого шпата кварцем.

Слюды

По количеству слюды в граните занимают третье место. По С. Дж. Шэнду, они могут слагать от 3 до 10% от всей массы породы. Кристаллы слюды имеют форму мелких пластинок с неправильными контурами размером до нескольких миллиметров, рассеянных в породе. Биотит встречается чаще, чем мусковит, и многие граниты содержат только эту слюду. В других случаях часто сосуществуют обе слюды. В гранитах, бедных известью, особенно в лейкогранитах, где цветные минералы находятся в весьма незначительном количестве, довольно обильный мусковит, по-видимому, развит в значительной мере в результате эндометасоматоза за счет ранее образованных полевых шпатов. Только некоторая часть его кристаллизовалась нормально с биотитом [199]. Это в особенности относится к листочкам мусковита, заключенным между листочками биотита в одном и том же монокристалле вследствие одновременной кристаллизации.

Биотит имеет формулу $K(Fe, Mg)_3(OH, F)Si_3AlO_{10}$, мусковит — $KAl_2(OH, F)_2Si_3AlO_{10}$. В действительности же это два крайних члена одного очень сложного семейства минералов, где атомы различных металлов могут связываться в тетраэдрически-каркасной структуре кремний — алюминий — кислород. Так, например, биотит является железо-магнезиальным. Некоторые слюды пегматитов литий- и фторсодержащие (лепидолит, циннвальдит); другие — титансодержащие. У всех в формуле фигурирует гидроксил; поэтому слюды являются пневматогенными минералами, т. е. развивающимися в присутствии паров воды и в некоторых случаях других «минерализаторов», таких как фтор.

Биотит гранитов часто содержит очень мелкие включения аксессуарных минералов: апатит, циркон, рутил и др. Они вызывают в черной слюде появление плеохроичных ореолов, когда речь идет о цирконе, ортите, монаците или каком-нибудь другом минерале, содержащем следы лантаноидов и актиноидов. Тем

более это естественно, если в исключительных случаях речь идет об уранините.

Можно подчеркнуть интересное свойство меланократовых минералов гранитоидов, особенно биотитов. В их решетке концентрируются преимущественно элементы-примеси, существующие в некоторых случаях в горной породе (олово, литий, лантаноиды и т. д.).

Амфибол, пироксен, оливин

Черная, макроскопически, коричневато-зеленая или светло-желтая роговая обманка сопровождает биотит в «амфиболовых гранитах», которые являются довольно распространенными породами. Она присутствует в виде призматических кристаллов без конечных граней. Диопсид — минерал гораздо более редкий в гранитах, кроме участков, расположенных вблизи контакта с магнезиальными породами. Напротив, щелочные амфиболы и пироксены являются важными составными частями щелочных гранитов: рибекит и другие натровые амфиболы; эгирин.

Возможно, что детальное исследование амфиболов позволило бы охарактеризовать типы гранитов в какой-либо дифференцированной серии, поскольку изоморфные ряды этих минералов чувствительны к термодинамическим условиям [289].

Гиперстен является составной частью чарнокитов, которые представляют собой граниты, закристаллизовавшиеся на большой глубине, как на это указывает фация смежных метаморфических пород. Но иногда он встречается также в гранитных интрузиях малых глубин, дифференцированных от габбро и диоритов. В этом случае гиперстен развивается в краевом граните и в аплитах и пегматитах ореола. Иногда его сопровождает диопсид [328].

Фаялит видимо характерен для сильно дифференцированных щелочных гранитов и их порфириковых разновидностей. С другой стороны, он присутствует в некоторых фапакиви.

Аксессуарные минералы

Апатит. Сфен. Циркон. Рутил. Три первых минерала особенно постоянны в любых гранитах. Апатит ксеноморфен, циркон идиоморфен. Сфен идиоморфный и относительно крупный, когда он обилён, но чаще всего он появляется в виде очень мелких бесформенных зерен. Эти минералы обычно ассоциируют с биотитом. Рутил в виде мелких призм встречается менее часто (за исключением вторичного рутила, развивающегося при хлоритизации биотита при его изменении).

Турмалин. Топаз. Флюорит. Гранат. Турмалин иногда бывает важной составной частью гранитов. Он кристаллизуется поздно и образуется при пневматолитизации за счет полевого шпата и биотита (с. 102). Он охотно создает сростания с микропегматитовой

структурой с кварцем и полевым шпатом. Обычно он представлен разновидностью, богатой железом, черной макроскопически, называемой шерлом. Топаз и флюорит также встречаются, хотя и более редко (иногда в оловоносных гранитах). Эти минералы иногда концентрируются в виде мелких миаролитовых пятен. Флюорит находится в рассеянном виде в некоторых гранитах. Можно указать гранит рапакиви или гранит оловорудных месторождений британского Корнуолла.

Гранат, альмандин и спессартин в обычных гранитах встречаются не часто. В частности, они встречаются в аплитовидных гранитах. Напротив, они являются нормальной составной частью чарнокитов. В мигматитах их часто находят в характерных для этих пород прожилках (ихор) тонкокристаллического гранита.

Андалузит. Силлиманит. Кордиерит. Андалузит и силлиманит — силикаты алюминия, имеющие одинаковую формулу, и кордиерит одновременно глиноземистый и магнезиальный не являются нормальными минералами в обычных гранитах. Их присутствие может быть объяснимо ассимиляцией гранитом глиноземистого материала. Силлиманит образует войлочные скопления волокон или микроскопических иголок в ассоциации с биотитом. Кордиерит представлен бесцветной разновидностью и почти всегда сильно изменен с образованием слюдистых или хлоритовых продуктов. Он появляется в виде бесформенных зеленоватых агрегатов среди пятен размером до нескольких сантиметров и более в лейкократовом (обезжелезненном) граните. Действительно, кристаллизация кордиерита «собирает» местное железо и марганец. В некоторых гранитах и аплитах он исключительно идиоморфен.

Шпинель. Корунд. Редкие минералы в обычных гранитах. Более обычны в метаморфических породах гранитных ореолов.

Цоизит. Эпидот. Ортит. Два первых минерала являются либо первичными, либо, чаще, обязаны вторичному изменению горной породы. В первом случае — ксеноморфны и всегда находятся в малом количестве. Во втором — в виде мелких бесформенных зерен ассоциируют с другими минералами породы, особенно с измененными плагиоклазами. Ортит (или алланит), представляющий собой эпидот, содержащий лантаноиды, менее известен. Он часто окружен каемкой обычного эпидота (клиноцоизита). В некоторых гранитах он относительно обилен.

ЗЕРНИСТОСТЬ, СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ГРАНИТА

Зернистость

Зернистость обозначает среднюю величину частиц, составляющих горную породу. В граните для главных породообразующих минералов она обычно близка, если гранит не является «порфи-

ровидным» (см. ниже). Но она заметно варьирует в различных гранитах от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Можно принять следующие наименования: крупнозернистый (зерна крупнее 1 см), среднезернистый (от 0,5 до 1 см), мелкозернистый (менее 0,5 см).

Эта зернистость нормального гранита, хорошо выраженная и относительно крупная, составляет контраст с менее четкой и часто гораздо более тонкой зернистостью осадочных, метаморфических или вулканических пород. Она придает граниту характерный облик, как и большинству других плутонических пород (сиениты, габбро и др.), которые по этой причине называются *зернистыми породами*. Гранит является зернистой породой.

Вариации зернистости часто проявляются очень резко при дифференциации сложных гранитных массивов и их жильной свиты. Они часто позволяют выделять различные и значительной протяженности петрографические единицы. Термодинамические и механические факторы, управляющие зернистостью плутонических горных пород, мало известны, но, по-видимому, они многочисленны и сложны (см. дискуссию о «силе кристаллизации» минералов, с. 107).

Структура и текстура

Структура обозначает расположение и взаимоотношения породообразующих минералов. В зависимости от масштаба мы различаем *микро- и макроструктуру*, наблюдаемую соответственно под микроскопом и невооруженным глазом. В более общем виде петрографическая структура охватывает совокупность двух предыдущих. Совершенно иной является *мегаструктура*, которая представляет собой тектоническую структуру в масштабе геологического картирования.

Петрографически структура гранитов выражена кристаллическими зернами, примыкающими друг к другу. Она является *гипидиоморфной*. Этот термин, который можно было бы перевести как «почти идиоморфный», обозначает, что одни минералы породы почти полностью, а чаще частично, обладают кристаллографическими очертаниями (идиоморфные контуры кристаллов), в то время как другие смежные минералы образовались в свободных местах, не имея возможности ограничить себя собственными геометрическими границами (*аллотриоморфные контуры*). Это, по-видимому, можно объяснить последовательностью кристаллизации, причем минералы, образованные вначале, стесняют развитие более поздних минералов. Или наоборот, некоторые молодые более «сильные» минералы навязывают свою форму, разъедая своих предшественников. Существуют оба случая. Мы вернемся к этим соображениям в гл. VI.

Когда строение гранита является массивным и изотропным, говорят о *гомфановой* или, проще, *массивной* текстуре. Эта изотропия является лишь приближенной. Действительно, во многих

гранитах, на первый взгляд массивных, рабочие карьеры умеют очень хорошо использовать их тонкую анизотропию, следующую вдоль некоторых плоскостей, для того чтобы разделать породу на плиты для мостовой или прямоугольные призмы. Это свойство почти неразлично для неопытного глаза. Но очень часто в породе наблюдается более заметная стратификация, при этом для минералов, особенно слюд, отмечается тенденция ориентировки уплощенных поверхностей параллельно какой-либо плоскости. Когда это свойство хорошо выражено, говорят о *плоскостной* или *гнейсовидной* текстуре. С другой стороны, внимательное изучение часто выявляет линейную ориентировку вытянутых кристаллов в одном направлении в вышеупомянутой плоскости. Во всяком случае, такие приблизительные ориентировки представляют (за исключением отдельных случаев) скорее тенденцию, чем правило: некоторое количество минералов ему не подчиняется совершенно или проявляется нечетко. Явной и правильной сланцеватости, характерной для кристаллических сланцев, не наблюдается. К этому мы вернемся в гл. VII.

Таким образом, ориентированная текстура, плоскостная, более или менее линейная, может возникнуть из-за течения до завершения кристаллизации, вследствие давления в полужидкой фазе. Или же эта текстура может отражать древние текстуры стратифицированных пород, гранитизированных на месте или почти на месте. В этом случае она переходит в *палингенную* текстуру (см. с. 72) мигматических гранитов. В гранитах тогда видны неясные полосы и жилы, вдоль которых слегка изменяется зернистость или плотность группировки отдельных породообразующих минералов. В этом случае гранит перестает быть плоскостным и кажется, что в нем наблюдаются узоры — отражение прежних складчатых осадочных текстур.

Мы уже упоминали *порфировидную* структуру некоторых гранитов, говоря о калиевых полевых шпатах. В этой структуре более или менее значительное количество полевых шпатов достигает значительно более крупных размеров, чем остальная масса зерен горной породы и, особенно в сравнении с размером других зерен калиевых полевых шпатов породы. Крупные полевые шпаты кажутся рассеянными как будто случайно, но имеют приблизительно постоянную частоту встречаемости во всем данном массиве. Обычно они располагаются на больших (дециметровых) интервалах; но иногда они так обильны, что расстояние между ними имеет тот же порядок, что и их размеры. Последние, довольно постоянные в данном массиве, могут быть сантиметровыми или в других массивах достигать 10—15 см. Порфировидные граниты с очень крупными полевыми шпатами носят народное название «гранитов с лошадиными зубами». Хотя эти крупные шпаты почти идиоморфны, они, по-видимому, развивались позднее в почти раскристаллизовавшейся основной массе, так как основная масса их не разъедает.

Следовательно, они, вероятно, аналогичны порфиробластам метаморфических пород (см. гл. VI). Они часто содержат включения мелких минералов гранита, особенно плагиоклаза или слюды. В крупном кристалле включения иногда располагаются упорядоченно, следуя вдоль параллельных геометрических поверхностей с кристаллографическими контурами.

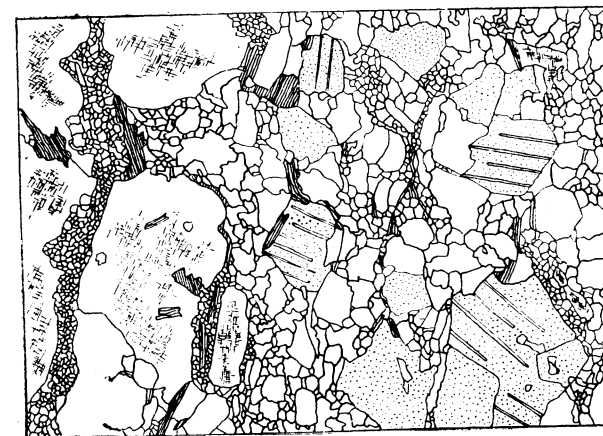
Обычно расположенные без явного порядка, крупные полевые шпаты иногда вырисовывают в породе неясные кривые линии. Порфировидные граниты довольно широко распространены, слагая либо весь массив, либо часть крупного массива.

Хотя причины такой структуры еще неизвестны, для объяснения их генезиса привлекали механические деформации, так как часто бывают порфировидными синкинематические граниты, мигматические граниты, краевые фации гранитных массивов. Деформации, по-видимому, содействуют притоку и диффузии пневматолитов. Последующая же фаза разрядки дает возможность нормальной кристаллизации крупных полевых шпатов с тенденцией к идиоморфизму.

Упомянем, что некоторые граниты в выделениях содержат кварц. Это явление оказывается менее четким и более редким, чем предыдущее. С другой стороны, некоторые гранитоиды содержат в выделениях плагиоклаз.

Миаролитовая макротекстура касается гранитов, имеющих мелкие пятна размером до нескольких сантиметров, где кристаллы являются более крупными и иногда жеодовыми (друзы, с. 148) с развитием пневматолитовых минералов: мусковита, иногда турмалина или касситерита, хорошо образованных и иногда идиоморфных кварца и полевых шпатов.

Другие необычные структуры были определены Ж. Юнгом и М. Роком [176]. В *плагидиоморфной* структуре плагиоклазы имеют прямоугольные формы внутри скоплений более или ме-



Фиг. 1. Перегородчатая структура под микроскопом, по [259]

нее аллотриоморфных агрегатов. Часто они зональны и окружены калиевым полевым шпатом и кварцем.

В *перегородчатой* структуре кварц и полевой шпат образуют более или менее амигдалоидные группы, которые отделяются перегородками, составленными из скоплений минералов более мелкого размера. Крупные кристаллы кажутся возникшими как порфиروبласты в более тонкой и относительно мало обильной основной массе. Эта структура характерна для гранитов с мигматитовыми свойствами (фиг. 1).

ЭВОЛЮЦИЯ КРИСТАЛЛОВ В ГРАНИТЕ

Рассмотрим образец гранита. Многие признаки заставляют думать, что понадобилось много времени, прежде чем этот материал принял свою окончательную кристаллическую форму. В самом деле, в нем обнаруживается ряд обстоятельств, которые мы и проанализируем. Поскольку гранит начинает формироваться при температурах выше 600—700°C и составляет огромные массы, продолжительность его остывания из-за теплопроводности чрезвычайно длительна и способность минералов к взаимным реакциям весьма незначительна. Пегматиты, являющиеся наиболее значительными производными гранитных массивов, образуют многочисленные фазы, ставшие классическими благодаря работам А. Е. Ферсмана [108, 109], как это будет показано в гл. IX. И, по-видимому, до некоторой степени фазы пегматитов отражают последовательные эпизоды становления каждого гранита.

Как пишет Ф. К. Дрешер-Каден [88]: «ни одна из составных частей гранита не сохранила ту внешнюю форму, в которой она была первоначально образована. Каждая из них проявляет отчетливые следы более позднего растворения. Это воздействие может происходить из-за неустойчивости образованных кристаллов по отношению к изменению материнской жидкости в результате кристаллизации или же из-за воздействия новых растворов, поступивших из соседних участков вследствие деформаций среды».

Ряд Розенбуша

По Г. Розенбушу [295]: «Ряд последовательности образования главных и акцессорных составных частей в нормальных гранитах следующий: 1) апатит, циркон и рудные; 2) слюда, амфибол и пироксен; 3) плагиоклаз и щелочной полевой шпат; 4) кварц. В этом ряду периоды образования 1 и 2, 2 и 3 лишь слегка накладываются друг на друга. Выделение плагиоклаза начинается значительно раньше выделения щелочных полевых шпатов, долго продолжается параллельно им, а выделение кварца начинается, когда выделение плагиоклаза еще продолжается». Он указывает, что динамические явления иногда нарушают

эту последовательность, что подтверждается наличием позднего пневматолитового эгирина в миаролитовых пустотах щелочных гранитов и пневматолитового мусковита в конце консолидации некоторых нормальных гранитов.

Этот ряд последовательности устанавливается из формы и расположения кристаллов, при этом более ранний минерал облекается более поздним или находится в нем в виде включений. Подобные критерии сохраняли бы все свое значение, если бы агрегат полностью затвердел в результате фракционной кристаллизации из расплавленной магмы. Однако, как установлено изучением метаморфических пород, они недостаточно надежны. Как и в последних, в гранитах обнаруживаются признаки *бластеза* (рост кристаллов, существующих уже в течение более или менее длительного времени), и предполагается возможное развитие «сильных» идиоморфных минералов внутри других, уже закристаллизовавшихся минералов.

В частности, некоторые мелкие акцессорные минералы — турмалин, циркон, апатит, сфен — могли бы быть поздними. По аналогии с кристаллизацией пегматитов А. Е. Ферсман [108] считает, что в конечных рядах консолидации гранита помимо указанных акцессорных минералов присутствуют шерл, мусковит, берилл, топаз, касситерит, альбит (за исключением, иногда, главного) лепидолит, эпидот.

Явными исключениями из правила Розенбуша являются поздние альбиты, которые в некоторых щелочных гранитах окаймляют все другие минералы, и ранний кварц в виде мелких округлых включений, контрастирующие с крупным мозаичным кварцем конечного этапа. Многие к ним относят также овоиды гранитов рапакиви, сложенные калиевым полевым шпатом, отороченным зонкой плагиоклаза. Но мы вернемся к особой интерпретации рапакиви (см. гл. V). Исключения касаются преимущественно необычных гранитов, состоящих из небольших объемов по сравнению с огромными объемами обычных гранитов. Многие из них связаны с действием конечных пневматолитов, сконцентрированных в мелких миаролитовых полостях или межзерновых пространствах внутри горной породы.

Правило Розенбуша сохраняет свое значение, но, видимо, оно касается лишь окончания кристаллизации различных минералов, в то время как их начало может быть более или менее одновременным. В самом деле интересно отметить идентичность крупных полевых шпатов порфировидных гранитов и полевых шпатов, часто развитых в кристаллических сланцах ореола того же самого гранита или в их включениях в граните, как это подчеркнули в различных публикациях Р. Перрен и М. Рубо. Нередко можно видеть крупные полевые шпаты, нарастающие на границе включений вмещающих пород и окружающего гранита и «вбедающие» в обе стороны. Этот вид полевых шпатов является поздним в процессе кристаллизации гранита, в то время как

полевые шпаты из ореола служат ее предвестниками и, следовательно, они ранние: благоприятные условия кристаллизации подобных полевых шпатов были, таким образом, почти непрерывными в ходе развития гранита. Аналогичные замечания вытекают и из наблюдений над краевыми фациями гранита. Например, порфировидный гранит Ман, Марокко (с. 83) на периферии переходит в микрогранит с крупными полевыми шпатами, которые, по-видимому, являются более ранними по отношению к кристаллизации мезостазиса этой породы, в то время как такие же самые полевые шпаты являются поздними в мезостазисе самого гранита. Вероятно, существует значительный перерыв во времени между крупными полевыми шпатами двух крайних типов горных пород, впрочем с постепенными переходами между этими двумя породами на небольших расстояниях. Эти факты следует сопоставлять с существованием ранних и поздних пегматитов, которые обычно встречаются на периферии гранитных батолитов.

Безусловно, это не говорит о том, что *все* минералогические разновидности гранита во всех случаях начинали кристаллизоваться совместно. Но начало их кристаллизации трудно определить, так как оно более или менее затушевано последующими процессами.

Можно найти аналогию между рядом Розенбуша и «реакционными рядами» Боуэна [32]. Последние обозначают ряды кристаллов, которые отлагаются путем фракционной кристаллизации из силикатных расплавов в лаборатории. Таких рядов два. Один из них содержит: оливин, пироксен, амфибол, биотит, калиевые полевые шпаты с мусковитом и кварц. Другой включает плагиоклазы от более кальциевых до более натровых и приводит к тем же калиевым полевым шпатам с мусковитом и к кварцу. Возможно, что процессы метасоматоза внутри агрегатов кристаллов стремятся следовать такой же последовательности, что и кристаллизация из жидкости, и что ряды Боуэна в той мере, в какой они будут устанавливаться в гранитах, не обязательно говорят о переходе через магматическое состояние. Известно, что в сложных рядах формирования руд кристаллизации в пустотах из растворов соответствует подобная же метасоматическая кристаллизация, идущая в такой же последовательности в твердом веществе смежных участков. Может быть, и ряды Боуэна имеют отношение к жидкой аморфной интерстиционной части «гранитной мобилизованной среды» в процессе консолидации и возможно эволюция этой жидкости управляет сопутствующими метасоматическими процессами.

По В. Мармо [212], согласно работам русских исследователей, определения радиометрического возраста позволили бы обнаружить значительные промежутки во времени между кристаллизацией биотита и микроклина в одном и том же граните. Из-за сложности радиохронологической интерпретации сейчас ка-

жется преждевременно принимать их в расчет, но в будущем этим методом, вероятно, будет определяться последовательность кристаллизации. Известно, что интересные результаты были уже получены по цирконам. Например, можно показать по радиометрическому возрасту, что некоторые кристаллы этого минерала должны быть более древними, чем гранит, и представляют собой *ксенокристаллы*, т. е. кристаллы, аналогичные эналлогенным микровключениям (с. 90).

Другие признаки последовательности равновесных состояний

Первую категорию составляют остаточные или частично растворенные минералы: разобщенные и корродированные гранат и андалузит, серицитизированные кордиериты. Это, возможно, остатки неполностью ассимилированных включений (см. гл. V). Проявления коррозии раннего кварца, принадлежавшего к догранитным осадкам, полевыми шпатами вызывают появление псевдогранофировых структур, т. е. структур, напоминающих микропегматит. Этот случай отмечен Ф. К. Дрешер-Каденом [88] и П. Лjungгеном [205].

Во вторую категорию входят зональные минералы: алланит с оторочкой клиноцоизита, некоторые амфиболы и, в особенности, зональные полевые шпаты.

К. Ганьи [123] показал, что амфибол из гранитов Хребтов в Вогезах образует псевдоморфозы по ранее образованному переходному диопсиду. Остатки этого пироксена иногда сохраняются в центре кристаллов амфибола. Во многих гранитах часто встречаются плагиоклазы с нормальной зональностью, более щелочные по периферии; в основных контаминированных гранитоидах — плагиоклазы с обратной зональностью. Г. Фрасль [119] описал любопытные зональные микроклины в гнейсах и гранитах Тауэрна и древнего массива Австрии. Их ритмическая зональность, обязанная несомненно вариациям в содержаниях натрия, по-видимому, проистекает из химических флюктуаций жидкой среды во время кристаллизации. Он указывает, что для объяснения этого факта могут быть представлены три гипотезы: 1) зональный рост кристаллов из расплава, 2) рост путем замещения окружающего твердого агрегата, 3) ритмичный распад твердого раствора первоначально однородного кристалла натрокалиевого полевого шпата. Третьей гипотезе, по его мнению, противоречит то, что отдельные зонки имеют различную толщину, что каждая зонка представляет собой сложную кристаллографическую форму и что эти формы несколько изменяются от одной зоны к другой, как это может иметь место у границ кристалла в различные моменты его роста. Второй гипотезе — то, что каждая зонка имеет четкую границу, образованную прямолинейными элементами, в то время как граница всего кристалла

является амёбовидной; невозможно предположить, что границы зон позже приобрели прямолинейность, так как мелкие включения кварца и плагиоклаза, трассирующие некоторые прямолинейные зоны полевого шпата, были бы также перемещены и приобрели бы прямолинейную ориентировку после окончания кристаллизации, что неправдоподобно. Остается первая гипотеза, которую он принимает.

К третьей категории относятся признаки химических реакций на кромке минералов, вероятно, под влиянием интерстиционных микрорастворов, проникающих вдоль поверхности кристаллов. Я. И. Седергольм [312] описал «дактилитовые структуры» тонких древовидных вростков мусковита, развивающихся от грани кристаллов и проникающих в соседний кварц и полевой шпат.

Мирмекиты принадлежат к той же категории явлений. Довольно часто развивающиеся в гранитах и особенно в мигматитах, они изучались многочисленными авторами. Речь идет о мелких почках, пронизанных микроскопическими криволинейными червячками кварца и появляющихся большей частью на окраине кристалла плагиоклаза в контакте с кристаллом калиевого полевого шпата. Вещество почки состоит из непосредственного продолжения плагиоклаза с небольшим изменением его химического состава, становящегося более натровым. Со стороны калиевого полевого шпата почка, напротив, имеет четкую границу с выпуклостью, обращенной в его сторону. Размеры почек всегда незначительны, не превышающие 1 мм. С давних времен и особенно после работ Я. И. Седерхольма [312] принимается, что речь идет о реакции на контакте двух полевых шпатов. Бекке и Седерхольм думали, что калиевый полевой шпат был более ранним по отношению к мирмекиту и разъедался последним. Наоборот, по мнению Ф. К. Дрешер-Кадена [88], опиравшегося на замечательные микрофотографии, развитие калиевого полевого шпата, более позднего, чем плагиоклаз, вероятно, вызвало коррозию и преобразование краевой части плагиоклаза под действием микрорастворов, производящих калиевый полевой шпат. После этой коррозии вдоль мелких каналов кристаллизовался червеобразный кварц, а затем, наконец, калиевый полевой шпат.

Случается, что под воздействием более подвижных растворов мирмекитизация оказывается более интенсивной и возникает внутри плагиоклазов горной породы вне контакта с калиевым полевым шпатом. Микрорастворы несомненно имели тот же самый характер, что и в обычном случае, но они не приводили к индивидуализации на месте кристаллов калиевого полевого шпата. Мигматиты юго-западной части Центрального Французского массива, по мнению М. Рока [292], проявляют эту особенность; Ф. К. Дрешер-Каден также ее упоминает для гранобластических пород, не содержащих калиевого полевого шпата. Иногда в микротрещинах между кристаллами микроклина или

между микроклином и кварцем устанавливается более поздняя фаза мирмекита (второй тип мирмекитов, по Дрешер-Кадену).

Микропегматиты, менее развитые, чем мирмекиты, но весьма характерные в фациях гранита переходных к гранофирам (см. гл. IX), возникают, по Ф. К. Дрешер-Кадену [88], при коррозии калиевого полевого шпата кварцем. Кварц микропегматита характеризуется единством кристаллографической ориентировки, придающим ему вид так называемого «графического кварца», хорошо известного в пегматитах вообще. Ф. К. Дрешер-Каден отмечает, что имеются переходы между этим видом кварца и обычным зернистым кварцем горной породы. Это наблюдение важно в том отношении, что оно заставляет предполагать, что кварц этого гранита образовался позднее калиевых полевых шпатов в процессе их коррозии микрорастворами: для совокупности зернистого кварца горной породы это — *кристаллобластез в твердой среде*. Однако П. Лютгрен [205] считает, что некоторые гранофировые микроструктуры в «гнейсе Баркторп», Далекарли, возникли в результате коррозии зерен кварца в процессе рождения полевошпатовых порфиробласт. Единство ориентировки мелких кварцевых элементов, по-видимому, происходит из-за того, что первоначально они принадлежали одному зерну кварца основной массы. Возможно, что в гранофирах существуют оба процесса.

Мы уже упоминали *микропертиты*, образование которых, смотря по обстоятельствам, объясняется распадом натро-калиевого полевого шпата или воздействием натровых растворов, приходящих извне и изменяющих уже образованный калиевый полевой шпат. Значение первого случая — распада твердого раствора было продемонстрировано О. Ф. Таттлом [348], указавшим на возможность того, что в щелочных гранитах весь присутствующий альбит происходит при таком расщеплении.

Эндометасоматоз

Вышеописанные реакции внутри раскристаллизованного гранита, происходящие с привнесом и выносом растворов (щелочи, кремнезем и т. д.), называются метасоматозом. О. Г. Эрдманн-дорфер подчеркнул важность таких явлений, которые родственны конечной кристаллизации гранита с кристаллобластезом, т. е. с метаморфизмом, и которые он сгруппировал под названием *эндометасоматоз*.

Наиболее важным случаем, вероятно, является *конечная альбитизация* некоторых гранитов, где калиевые полевые шпаты замещены альбитом с образованием более или менее полных псевдоморфоз. В альбитизированном кристалле иногда наблюдается характерная «структура шахматной доски», отражающая размещение двойников бывшего микроклина. Но вообще говоря, петрографические критерии не вполне очевидны и лишь полевые

взаимоотношения и переходы позволяют увидеть этот процесс. Можно указать альбитизацию оловоносных гранитов Аира, Алжир, так же как и гранитов Нигерии. Часто это явление полностью преобразует гранит мелких куполов батолитов и образovanную альбитовую породу называют *апогранит*. Апограниты обычно весьма обогащены пневматолитами с образованием соответствующих особых минералов, способных концентрироваться и создавать рудные месторождения (см. гл. XI).

Другой случай представляет собой *эписиениты* ураноносной провинции Лимузен, Франция, где удаление кремнезема сократило или привело к полному исчезновению кварца в граните на расстоянии десятков метров (см. гл. XII). Мелкие штоки *альбититов*, известные в некоторых гранитах Пиренеев и Центрального Французского массива, связаны, может быть, с тем же явлением.

Развитие мусковита в лейкогранитах Центрального массива и Бретани Ж. Ламейр [199] объясняет метасоматозом широко развитых синтектонических пород герцинской орогении. При этом часть первоначально образованных полевых шпатов была превращена в мусковит с удалением щелочей и кремнезема.

Эндометасоматоз может свестись к явлению гидратации — *автогидратации*. П. Мишо [227] наблюдал общую сосюритизацию плагиоклазов в некоторых африканских гранитах. Сосюритизация представляет собой криптокристаллическое развитие гидратных (эпидот, цоизит) и слюдистых или хлоритовых минералов. Он объяснил это явление приспособлением к условиям равновесия среды при окончании эволюции гранитов и предложил классификацию этих гранитов по глубине внедрения в зависимости от сосюритизации. Подобные примеры наблюдаются в некоторых массивах габбро, в которых пироксены подверглись полной уралитизации.

Все эндометасоматические процессы, завершающие формирование рассматриваемых гранитов, следует отличать от процессов *автопневматолита*, которые, напротив, разрушают гранит. Это — случай развития грейзенов или гипогенной каолинизации, явлений, обязанных локализованному притоку конечных пневматолитов, к которым мы вернемся в главах VI и XI.

Изменения физического и химического состояния гранита в процессе образования

Биотит гранита в значительной мере развивается в мобилизованной среде, которая тем не менее является еще преимущественно твердой. С приближением к граниту со стороны боковых пород заметно увеличение и утолщение пучков биотита по направлению напластования горных пород. В некоторых включениях краевых частей гранитов очень хорошо улавливается момент, когда широкие полосы биотита, отражающие прежнюю

стратификацию, рассеиваются и переходят в однородный гранит. Выделения биотита удаляются друг от друга, располагаются с какой-либо ориентировкой или же распределяются с разнообразной ориентировкой, оси которой могут иметь общее среднее направление, но лишены прежней ориентировки, связанной с напластованием. Это вызывает довольно четкое представление о доминирующем режиме гидростатического давления и о среде, богатой пропитывающими растворами. Б. К. Кинг и А. М. Дж. де Свардт [181] отмечают, что биотит, наблюдавшийся в виде тонкой мозаики в мелкозернистых гнейсах предшествующих формированию главного гранита Оси, Нигерия, в гранитах преобразуется в крупные кристаллы.

Впоследствии момент окончания кристаллизации нормальных плагиоклазов (за исключением конечной альбитизации) соответствует максимуму подвижности среды или, может быть, максимуму флюиальности. Плагиоклазы, иногда идиоморфные и зональные, как отмечают Ф. Дж. Тернер и Дж. Ферхуген [346], действительно сильно напоминают плагиоклазы вулканических магм. Этот факт поражает в гранитах с плагиоидоморфной структурой, таких как граниты бирримия Западной Африки [24].

Напротив, окончание кристаллизации калиевых полевых шпатов и кварца имеет вид метасоматоза: пойкилитовые кристаллы, краевая коррозия кристаллов. Еще позднее в некоторых случаях небольшие полости, более богатые остаточными флюидами, выполняются миаролитовыми образованиями.

Однако, было бы слишком упрощенным объяснять эволюцию гранита изменением содержания растворов в «смешанной среде», вначале пропитанной небольшим количеством растворов, затем очень богатой растворами, с кристаллами во **взвешенном** состоянии и, наконец, снова почти голокристаллическую с остаточными жидкими пузырьками, которые на последнем этапе также кристаллизуются. Скорее намечаются множественные вариации количественного соотношения кристаллы — раствор, вариации различного размаха и ритма в отдельных гранитах. В самом деле, более ранние наблюдения приводят к представлению по крайней мере о трех фазах кварца. Фаза первичного кварца догранитной осадочной породы, кварца, без сомнения сильно переработанного. Затем фаза мирмекитового кварца, близкого по возрасту с калиевым полевым шпатом: этот кварц, часто отсутствующий в конечной породе, является, может быть, переходным. Наконец, основной гранобластовый кварц и кварц, образованный путем кристаллобластеза. Л. Дж. Шермергорн [305] в одном из гранитов Португалии различает даже 6 различных типов кварца, представляющих две или три генерации. В гранитах имеется также несколько фаз плагиоклазов: главный зернистый плагиоклаз породы; плагиоклаз пертитовых вростков в калиевых полевых шпатах, подразделяемый на несколько видов от пертитов распада твердого раствора до пертитов заме-

щения; наконец, альбит интерстиций или границ кристаллов, иногда с мирмекитом обоих ранее описанных типов.

Ф. К. Дрешер-Каден [88] отмечает, что идея процесса исключительно в твердой кристаллической среде путем кристаллобластеза противоречит то, что плагиоклазы иногда поворачивают мелкие минеральные включения, ориентируя их по кристаллографическим направлениям крупного кристалла, — явление, которое легче происходит в вязкой жидкости. Однако краевое отталкивание и механическая ориентировка на кромке растущего кристалла могли бы привести к такому же расположению.

Г. Фрасль [119] привел аналогичные примеры для крупных зональных микроклинов, богатых включениями плагиоклазов с линейным расположением по границам зон. Как он указывает, нельзя признать амебовидный рост микроклина в твердом агрегате, содержащем неориентированные зерна плагиоклаза, которые приобрели бы ориентировку только в образованном микроклине по воображаемым поверхностям роста крупного полевого шпата. Почему ориентировка выбирает одни направления граней и оставляет другие не менее важные кристаллографически? Невозможно также признать того, что плагиоклазы развивались только после образования микроклина, поскольку они отличаются по форме, величине и химическому составу в одном и том же микроклине. Наконец, невозможно допустить, что плагиоклазы развивались в то же самое время, что и микроклин, в тот момент, когда кромка крупного полевого шпата во время своего роста достигла их местоположения, так как в этом случае они должны были бы иметь расширяющуюся снаружи форму и не имели бы автономной зональности относительно присущего каждому зерну центра. Г. Фрасль признает, таким образом, что микроклин развивался в жидкой среде, ориентируя кристаллы ранее существовавшего плагиоклаза вдоль своей кромки и захватывая их во время своего роста (который закончился амебовидным кристаллобластезом). Величина включений, иногда до нескольких миллиметров, вызывает представление о минимальном размере свободного пространства, занятого жидкостью, в котором плагиоклаз мог повернуться вокруг самого себя и присоединиться к грани крупного полевого шпата. Он добавляет, что в некоторых случаях количество крупных микроклинов достигает 25—40% от общего объема горной породы и что, таким образом, содержание жидкости было велико и она не представляла лишь остаток в порах.

В том же смысле, что и предыдущие наблюдения, понимается *синнейсис* плагиоклазов некоторых гранитоидов [351].

Синнейсис представляет собой ассоциацию, возникшую путем нарастания двух или нескольких кристаллов одного вида, находящихся во взвешенном состоянии в магме. Он часто встречается в вулканических породах. Контакт двух кристаллов обычно проходит по их главным граням и чаще всего они срастаются

параллельно кристаллографической ориентировке или ориентировке двойников. Дальнейшая кристаллизация может спаять сросшиеся кристаллы и образовать тесную поликристаллическую смесь, кромка которой объединяется. Этот процесс, по-видимому, возможен благодаря подвижности кристаллов в магме; действие поверхностной энергии стабилизирует контакт кристаллов в их положении совместной ориентировки. Обуславливает ли синнейсис плагиоклазов гранитоидов жидкую среду кристаллизации? Современные авторы охотно принимают этот магматистский взгляд. В самом деле, вполне возможно, что это так, поскольку интерстиционная жидкость мобилизованной гранитной среды на этой стадии кристаллизации гранита могла быть относительно обильна. Но мыслимы ли другие механизмы? Не содействовали ли определенные физические факторы общей кристаллографической ориентировке зародышей кристаллов при малых расстояниях между ними при росте кристаллов в твердой среде? Сближение образованных кристаллов могло бы также произойти при кристаллобластезе и создать таким образом их синнейсис. Вероятно, необходимы экспериментальные исследования.

Признаки движения вещества во время кристаллизации

Преобразования, затрагивающие гранитный материал во время его кристаллизации, устанавливаются по деформациям пород ореола, весьма ярко выраженным в масштабе «малой тектоники» (см. гл. VI), поскольку в процессе медленной кристаллизации гранита метасоматические фазы стирают деформации, постепенно преобразовывая зерно. Нередко находят следы вероятного вращения слюд, волнистую деформацию и грануляцию кварца. Нередки также более или менее залеченные микротрещины в кристаллах полевого шпата.

Вероятно, некоторые типы гранитной тектоники Клооса (гл. VII) — шилы, линейная ориентировка кристаллов — являются признаками деформаций, не совпадающих с прежней стратификацией догранитных пород. Б. К. Кинг и А. М. Дж. де Свардт [181] думают, что развитие кристаллов в виде тонкой зернистой мозаики характеризует моменты стресса, а развитие более крупных кристаллов — периоды разрядки. В некоторых гранитах с неравномерной зернистостью (краевые фации, фации перехода к мигматитам) можно было бы найти проявления механических циклов напряжения и разрядки, если только первоначальная природа догранитного материала не преобладает.

В синкинематических гранитах (гл. XIV) признаки преобразования проявляются четче, хотя и весьма неравномерно в различных гранитных массивах. Тектонические движения, одновременные внедрению и кристаллизации синкинематического гранита, играют значительно более важную роль, чем тектонические

движения, связанные с формированием однородного батолитового гранита; по крайней мере в некоторых частях массива они продолжают дольше, чем главная кристаллизация. Обычно встречаются проявления растягивания, разламывания кристаллов полевых шпатов, скольжение вдоль пластинок слюды прежде чем минералы завершат свою кристаллизацию. Наконец, местами проявляется рассеянное в породе и более позднее по отношению к кристаллизации главных минералов милонитовое развальцевание. Идентичные результаты отыскиваются в некоторых мигматитах. В полевошпатовых миндалинах классических эмбрахитов Горж д'Эрик, Центральный Французский массив [176], наблюдаются любопытные растягивания и срезания, заставляющие иногда кристаллизоваться крупные очки полевого шпата в виде двух или трех ядер, тесно спаянных друг с другом с относительным перемещением между ними. Зарисовки эмбрахитов из района Сен-Этьен, Франция, приводимые А. Демейем [76], иллюстрируют аналогичные наблюдения.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КЛАССИФИКАЦИЯ

Гранитоиды состоят главным образом из кварца и полевых шпатов, слюды менее обильны, другие минералы часто содержатся в ничтожном количестве. Таким образом, наиболее важными компонентами химического состава являются кремнезем, глинозем, известь, калий, натрий. Именно на их содержании базируется классификация гранитов. Можно сказать, что слабо окрашенные минералы горной породы (лейкократовые минералы, называемые также куфолитами) придают ей характерные черты, в то время как окрашенные минералы (меланократовые минералы, называемые барилитами) определяют ее разновидность.

Р. А. Дэли [70] привел средние значения из анализов большого числа гранитов: 47 докембрийских, 184 послекембрийских, 20 известково-щелочных, 12 щелочных. Размах колебаний средних цифр в этих 4 категориях (в %): кремнезем 69—73, глинозем 12—15, известь 0,5—2,2, натрий 3,2—4,5, калий 4—4,5, MgO 0,2—1,0, Fe₂O₃ 1,5—2,6, FeO 1,3—1,8.

Эти вариации более значительны, если брать отдельные гранитные массивы. Содержание кремнезема может быть от 64 до 76 %, содержание глинозема может превышать 16 %, известь колеблется от 0,1 до 3 %; магнезия — от 0 до 4 %. Окись калия может снижаться до 3 % и повышаться до 7 %, окись железа может варьировать от 1 до 4 %. Отметим также значительное содержание конституционной воды, приблизительно 0,5—0,6 %.

Эти цифры достаточны для того, чтобы показать химическое разнообразие гранитоидов и позволяют предвидеть разнообразие процессов их образования. Однако в определенном гранитном массиве, за исключением его краевых частей и зон, богатых

включениями боковых пород, наблюдается относительное постоянство химического состава. Можно говорить о «граните Пельву» или «граните Монблана» и давать их химический состав.

Химическая классификация Лакруа

Вместе с А. Лакруа [196] мы выделим две основные категории: *щелочные и известково-щелочные граниты*. Первая характеризуется исключительным присутствием щелочных полевых шпатов (ортоклаз, микроклин, альбит), во второй к ним присоединяются известковые полевые шпаты.

Химический анализ щелочных гранитов не обнаруживает полевошпатовой извести (в них может быть известь, принадлежащая барилиту) или же обнаруживает ее лишь в очень небольшом количестве. Граниты, *пересыщенные щелочами*, содержат меньше молекул глинозема, чем сумма молекул натрия и калия. Поэтому в них появляются натровые амфиболы и пироксены, сопровождающие биотит. Если глинозема больше, то мы имеем просто *щелочные* граниты. Кроме слюды они случайно могут содержать известково-магнезиальные амфиболы или пироксены.

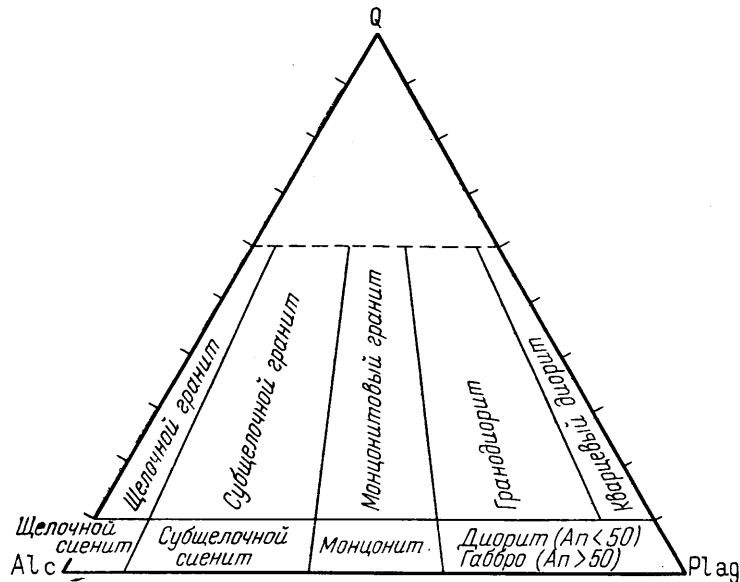
В *известково-щелочных гранитах* различают прежде всего граниты, более калиевые, чем натровые, где коэффициент Лакруа (молекулярное отношение K₂O и Na₂O) более ³/₅. Среди них две разновидности. В *ортоклазовых гранитах* это отношение более ⁵/₃. В *монцитонитовых гранитах* отношение колеблется от ⁵/₃ до ³/₅, что дает приблизительно равное количество калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Вторая категория известково-щелочных гранитов — это граниты более натровые, чем калиевые. Коэффициент Лакруа менее ³/₅. Различают *акеритовые граниты*, в которых расчетный («нормативный») плагиоклаз близок к олигоклазу: отношение числа молекул щелочей к числу молекул полевошпатовой извести более ⁵/₃. Наконец, *гранодиориты*, где расчетный плагиоклаз является более кальциевым (андезин): отношение K₂O и Na₂O менее ⁵/₃.

Модальная классификация

Вместо химической классификации, которая в случае необходимости позволяет рассчитать *виртуальные* (условные) *минералы* для установления «нормы» горной породы, обычно используют классификацию, основанную на «мод» горной породы, т. е. на соотношениях реальных минералов. Мода может определяться достаточно точно путем измерения под микроскопом площадей, занятых каждой минеральной разновидностью в шлифах горной породы. Эта оценка делается с помощью интеграционного столика, смонтированного на микроскопе [172].

Классификация гранитоидов, сформулированная этими авторами, основывается на соотношении трех групп лейкократовых



Фиг. 2. Модальная классификация гранитоидов.

Q — кварц; Alcs — щелочные полевые шпаты (калиевые или натровые); Plag — плагиоклаз (до анортита)

минералов породы: Q (кварц), Alcs (щелочные полевые шпаты, ортоклаз, микроклин, альбит), Plag (кальциевый плагиоклаз An 10 — An 100). Ее можно представить классической диаграммой в виде равностороннего треугольника (фиг. 2).

Известно, что количественные соотношения смеси из трех составных частей численно изображаются точкой в треугольнике, высота которого считается за 100 в производных единицах. Количество каждой составной части смеси в сотых долях дается по расстоянию от фигуративной точки до основания, противоположащего вершине, представляющей соответствующую составную часть.

На фиг. 2 указаны области четырех основных гранитоидов и кварцевого диорита, а также области близких к ним plutonic пород, возникающих при исчезновении кварца или полевого шпата.

Эта классификация была видоизменена А. Штрекайзенем с сотрудниками [323, 164]. Они ограничили гранитоиды содержанием кварца выше 20%, вместо 10% и ликвидировали различие между монцонитовым и субщелочным гранитом. Эти видоизменения нам не представляются удачными, хотя мы весьма охотно признаем большие достоинства классификации А. Штрекайзена для plutonic и вулканических пород негранитного состава.

Достаточно взглянуть на фиг. 2, чтобы увидеть большой размах изменений гранитов и вообще гранитоидов. П. Эскола [102] предложил называть *идеальным гранитом* горную породу со следующим приближенным химическим составом (в %): 5—7 K₂O, 2—3 Na₂O, 68—75 SiO₂, 1—3 CaO, FeO максимум до 4, причем MgO меньше FeO. Это вполне соответствует «микроклиновым гранитам», широко распространенным в Финляндии и содержащим 30—40% микроклина и 25—29% олигоклаза.

О. Ф. Таттл и Н. Л. Боуэн [350] склонны сохранить название «гранит» за породами, содержащими по крайней мере 80% нормативных минералов: кварц — ортоклаз — альбит при приблизительном равенстве этих трех составных частей (напомним, что нормативными являются рассчитанные фиктивные минералы). Этот состав приблизительно соответствует составу котектической смеси при минимальной температуре затвердевания в присутствии воды (см. гл. XVII).

То же самое ограничение термина «гранит» выдвинуто В. Мармо [212], который говорит об *истинном граните* для пород вышеуказанного состава.

Это ограничение базируется скорее на теоретических взглядах, чем на наблюдениях, так как фактически все составы ограничены треугольником фиг. 2. Эти теоретические взгляды, по-видимому, опираются на априорную идею об родоначальной гранитной магме, способной, смотря по обстоятельствам, вырождаться или быть контаминированной. Эта магма представляла бы собой «истинный гранит». Но в природе не так, если, как мы думаем, гранит представляет собой конвергентный тип горных пород, т. е. является завершением различных процессов, которые не все являются магматическими. Однако было бы полезно для сравнения сослаться на этот условный гранит по примеру Мармо.

Особе разновидности

Лейкограниты представляют собой кислые граниты, т. е. бедные известью, окислами железа, магнием. Это светлые породы с калиевым полевым шпатом и альбитом (или кислым олигоклазом), где значительная часть слюды представлена мусковитом при небольшом количестве биотита.

Термин *адамеллит* может рассматриваться как синоним монцонитового гранита. *Чарнокиты* являются биотит-гиперстеновыми гранитами, встречающимися в горизонтах глубокого регионального метаморфизма (катазона). *Рапакиви* представляет собой гранит с овоидами калиевого полевого шпата в рубашке плагиоклаза (см. гл. V).

Граниты гиперсольвус представляют собой щелочные граниты, кристаллизующиеся при температуре выше температуры

распада смешанных кристаллов ортоклаз — альбит. При охлаждении происходит распад твердого раствора и образование микропертитов, которые составляют единственный полевой шпат горной породы. Температура такого распада порядка 650—700°C. Следует сказать, что кристаллизация, завершавшаяся выше этой температуры, происходила при высокой температуре. Такие граниты часто принадлежат к кольцевым субвулканическим комплексам. В них находят натровые амфиболы, а кварц охотно оказывается субидiomорфным. Обычные же граниты являются *гранитами субсольвус*, в которых калиевый полевой шпат и плагиоклаз кристаллизовались ниже температуры сольвус ортоклаз — альбит. Таким образом, их кристаллизация происходила при температуре более низкой, чем в предыдущем случае.

Глава III. ГРАНИТ В СВОЕМ ЗАЛЕГАНИИ. ЛОКАЛИЗОВАННЫЕ МАССИВЫ

Мы уже упоминали, что существуют две крупные категории гранитов. Первая, описанная в этой главе, включает гранитные массивы с обычно хорошо ограниченными краями, которые мы называем *граниты в локализованных массивах*. Они размещаются в различных толщах, растворяя или более или менее замещая их, и иногда деформируя их как при внедрении вещества, выжатого под давлением. Другая категория, *анатектические граниты*, составит предмет следующей главы.

Граниты, которые мы здесь рассматриваем, образуют индивидуализированные относительно однородные массивы, обычно резко противопоставляющиеся по своему облику и минеральному составу вмещающим породам. Их становление представляет собой загадочное явление, к которому мы еще вернемся. Граница массивов часто бывает резкой и ясной. В других же местах нужно несколько метров, чтобы перейти от явного гранита к слабо измененной вмещающей породе. Массивы называются *конкордантными* и *дискордантными* с вмещающими толщами в зависимости от того, являются ли их границы согласными с напластованием толщ или пересекают его.

По форме, размерам, соотношениям с соседними формациями среди этих массивов различают: 1) *батолиты и штоки*; 2) *пластообразные массивы* с вариантами, называемыми *факолиты, хонолиты*; 3) *субвулканические массивы*.

БАТОЛИТЫ

Термин, обязанный Э. Зюссу [325], обозначает массы плутонических горных пород, лишенные видимого или предполагаемого субстрата, по-видимому, расширяющиеся на глубину. По Р. А. Дэли, его следует сохранить для масс, имеющих площадь выхода на дневную поверхность не менее 100 км². Их становление происходит под «кровлей», сложенной более древними породами. Тела того же рода, но более мелкие, называются *штоками*. Вместо батолита вслед за Г. Клоосом можно говорить о *плутоне*.

Выходы батолитов часто имеют форму широких пологих куполов, на которых сохранились прогибы кровли в виде крупных включений в граните. Когда эрозия менее глубока и кровля гранита не вскрыта, могут обнажаться выступы купола (см. фиг. 40). Многие штоки представляют лишь выступы невидимых батолитов.

Очевидно, что массивы в форме крупных конкордантных пластин и описанные ниже *стратиформные массивы* могут случайно залегать параллельно дневной поверхности и казаться подобными выходам батолитов. Однако указание может дать геофизика: гравиметрическая легкость гранитных батолитов по отношению к их геологическому обрамлению показывает, что гранит продолжается на значительную глубину. В Бретани, по Л. Болло и Ж. Гогелю [50], «отрицательные аномалии соответствуют двум зонам гранитных массивов, а в деталях кривые, ограничивающие аномалии, часто обрисовывают контуры гранитных массивов с точностью, соответствующей расстояниям между точками наблюдения. Это особенно четко проявляется в локализованных массивах Кот-дю-Нор и Финистер, в Кентене и в Монтань-д'Арре».

Самым крупным известным батолитом является батолит Берегового хребта, протягивающийся от Аляски до Британской Колумбии более чем на 1600 км в длину с максимальной шириной около 200 км. Но это, скорее, ассоциация различных более или менее сросшихся батолитов. Гранит Пельву, Дофинейские Альпы, проявляется в виде нескольких крупных выходов, без сомнения принадлежащих к одному герцинскому батолиту, имея в виду довольно специфический и характерный состав этого гранита [335]. Ряд постальпийских гранитоидных батолитов (Адамелло, Траверсаль и др.) имеют третичный возраст. Герцинские граниты Пиренеев распределяются вдоль хребта отличаясь друг от друга по характеру, это — батолиты сложного строения, в некоторых из них проявляются переходы к пластообразным массивам, а другие представляют собой сращения нескольких различных батолитов (с. 51).

В главе XVI показано, что глубины формирования батолитов и глубины их кровли в соответствующую эпоху могут варьиро-

вать от 15 000—20 000 м для наиболее глубоких до приблизительно 2000 м для наиболее близких к поверхности и, вероятно, даже менее 1000 м для субвулканических гранитов.

Дополнительные купола и апофизы батолитов

Мелкие гранитные массивы иногда накладываются на батолиты или выступают на поверхности их выходов. Хотя гранит этих мелких массивов может несколько отличаться, они явно зависимы от главного массива.

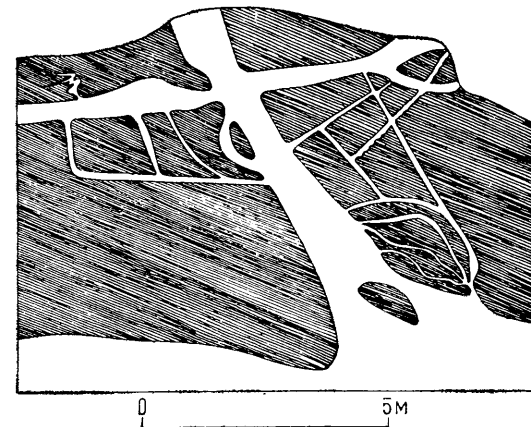
Батолит Ульмес в Центральном Марокко, размеры которого 10×5 км, имеет конкордантное строение под сланцами и песчаниками палеозойского возраста. По его периферии или на его верхней поверхности располагается несколько мелких куполов и апофиз мусковитового или аплитовидного гранита, размеры которых измеряются сотнями метров или километрами. Один из них пересекается многочисленными жилами оловянного кварца [334]. Батолит Ман в том же районе, имеющий около 20 км в поперечнике, является дискордантным в своем складчатом обрамлении. Он обладает аналогичными краевыми дополнительными куполами, прорезанными жилами турмалинитов и пегматитов с небольшим количеством шеелита. В других местах купола такого рода появляются на некотором расстоянии от батолитов, но представлены теми же породами, что и батолиты. Это — простые, более или менее острые, местные вздутия верхней поверхности батолита. Так обстоит дело в районе Калима (Маниема, Заир), где к этим куполам приурочена значительная оловянная минерализация [353].

Иногда кажется, что купола, отличающиеся по своему составу, секут крупный массив и происходят из его внутренних частей, хотя в эродированных массивах мы не видим подводящих каналов. В них, вероятно, надо видеть не «пузыри» магмы, а скорее «вспышки» поздней восходящей химической миграции, богатой пневматолитами. Их локализация, быть может, имеет тектонические причины в связи с участками наименьшей прочности или наименьшей проницаемости их кровли. Имеется некоторая аналогия между этими дополнительными куполами и выделившимися позднемигматическими гранитными штоками (с. 64).

Граница батолитов

При изучении границ массивов наблюдаются интересные факты, способные бросить свет на способ формирования гранитов. Как мы отмечали, эта граница часто является четкой и резкой (фиг. 3); в других же местах нужно несколько метров, чтобы перейти от настоящего гранита к слабо измененной вмещающей породе. В этом случае промежуточная порода пронизана множеством гранитных и кварцевых жилок или же

Фиг. 3. Конфигурация жил гранита в гнейсе, по А. Хейкелю в Hackman, *Comm. géol. Finlande*, 1931



тонко «разгнейсована» в результате контактового метаморфизма (см. гл. VI). В этом случае она имеет облик зоны анатексиса в миниатюре с пропитыванием горных пород веществом гранита на некотором расстоянии. Однако известны крупные батолиты с мигматитовой границей; это — наши «промежуточные граниты», рассматриваемые в следующей главе.

Даже в случае четкой границы краевой гранит отличается от нормального гранита разнородностью, обязанной незакономерной группировке породообразующих минералов, пластинок слюды, концентраций полевых шпатов. Отмечается также сланцеватость гранитов, проявляющаяся вплоть до микроскопического масштаба и более или менее воспроизводящая сланцеватость соседних пород. Наконец, наблюдаются также крохотные включения этих пород, захваченные гранитами.

В конкордантных массивах проникновение гранита, по-видимому, контролировалось горизонтами пород вмещающих толщ. В дискордантных массивах толщи явно пересекаются гранитом. Многие массивы являются конкордантными в одной части своего контакта и дискордантными в другой, как будто в этом отношении была некоторая свобода действий. Когда толщи пересекаются, на их продолжении в гранитах можно иногда наблюдать четки мелких или крупных включений, соответствующих такой толще, или же полосы, где граниты обладают ненормальным химическим и минеральным составом, напоминающим состав прорванных толщ.

Классическим примером, описанным Ш. Барруа [10], являются горизонты палеозойских песчаников, которые очень далеко протягиваются в гранитном массиве Бешерель в Бретании. Они сохранились внутри гранита, в котором проявляются как псевдожилы кристаллического кварца белого или розового цвета, имеющие мощность до 10 м. Сланцевые же толщи, заключавшие

эти горизонты песчаников, полностью исчезли, будучи ассимилированы гранитом.

Эти факты, так же как и микроскопические особенности, отмеченные выше, тонкая сланцеватость и мелкие перекристаллизованные обломки, указывают на то, что образование гранита совершалось медленно с замещением на месте прилегающих горных пород и с более или менее полной ассимиляцией продуктов этого замещения. На самой границе, как это можно видеть в некоторых случаях, мелкие прожилки гранита охотно используют трещины отдельности вмещающих пород, при этом блоки, ограниченные прожилками, не испытывают заметного перемещения по отношению к их первоначальному положению [37]. Характерной чертой этого явления представляется его исключительное спокойствие, его медленность. Однако в других местах в контактах встречаются признаки довольно интенсивной механической деформации. Сеть трещин показывает, что уже жесткий гранит был сжат до образования разрывов и сдвинут относительно своего обрамления. Напряженная плейчатость гранитных прожилков в контакте и в стратифицированных вмещающих породах выражает то же самое явление на более ранней стадии, когда среда была высокоподвижной.

Запомним пока эти два противоречивых факта, устанавливающих на контактах гранита: медленную ассимиляцию и механическое выдавливание.

Ореолы и жилы, сопровождающие батолиты

По соседству с гранитными массивами вмещающие породы проявляют более или менее ярко выраженную перекристаллизацию с развитием новых минералов, отличающихся большим разнообразием. Это явление называется *контактовым метаморфизмом*, а зона пород, затронутая им, — *ореолом* гранита. Мощность такой зоны может достигать несколько сотен метров, причем интенсивность преобразования уменьшается по мере удаления от гранита (см. гл. VI). Иногда, однако, ореола почти не существует.

По трещинам гранита, в ореоле, а часто и далеко за его пределами батолиты нередко сопровождаются свитой жил. Эти жилы располагаются вокруг куполов (см. фиг. 43) или выполняют крупные трещины на удалении от выходов батолита. Их размеры и масштаб изменяются в широких пределах. Речь идет о *пегматитах*, т. е. о наиболее подвижных дифференциатах гранитной среды, выпускаемых как предвестники во время восходящего развития батолита или как остаток, остающийся подвижным после того, как гранит раскристаллизуется. Кроме этого, встречаются жилы *лампрофиров*, другого вида конечной дифференциации — темных пород, обогащенных пластинками слюды или амфиболов. Жилы *гранит-порфиров* (микрограницы,

микродиоритов) находятся среди последних проявлений этой эволюции. Порфировая структура этих пород говорит о внедрении магматического расплава в уже охлажденную среду, что вызывает более быструю консолидацию — на манер вулканических лав.

Сложные батолиты

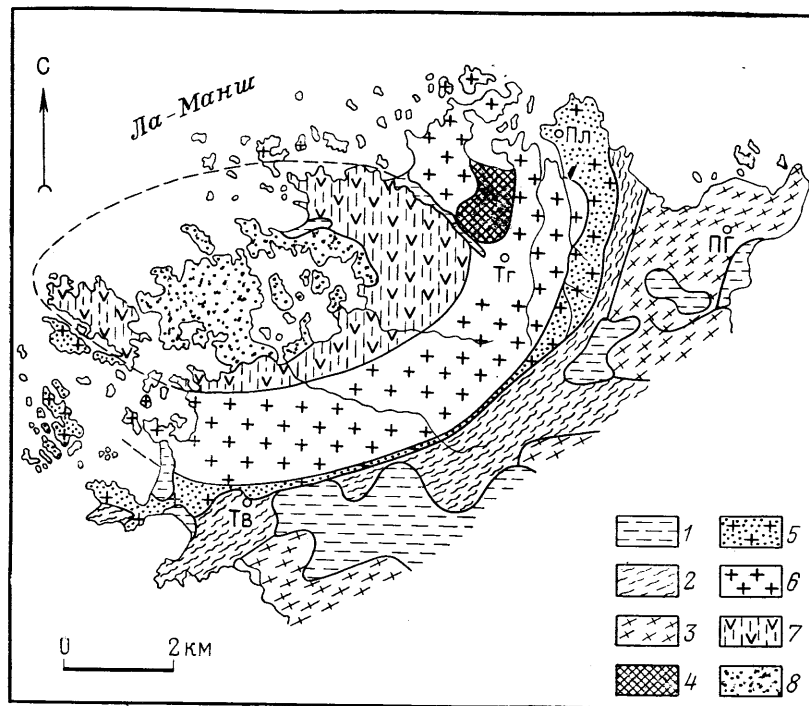
Некоторые батолиты округлой или овальной формы с размером в несколько километров или в несколько десятков километров имеют в целом зональное распределение, при этом порода центра массива отличается от пород более внешних зон, располагающихся грубо концентрически. Этот случай, как показывают результаты детального картирования гранитных массивов, отмечается часто. Замечательным примером является так называемые «таурирские граниты» Ахаггара, в Сахаре, докембрийского возраста, прекрасно и весьма подробно описанные Ж. Буассона [25].

Вообще говоря, в сложных массивах переход от одной зоны к другой иногда резкий, иногда постепенный. Чаще всего щелочность слагающих гранитоидов увеличивается от периферии к центру. Например, мы имеем диоритовую фацию на периферии и лейкогранит в центре с кольцевыми промежуточными зонами монцонитовых гранитов. Этот факт, однако, не является абсолютно универсальным. Ж. Буассона наблюдает в Ахаггаре в некоторых массивах более щелочную фацию в контакте. И. Ф. Дебон [73] описывает обратные соотношения диорит — гранодиорит в ряде батолитов массива Котере, Пиренеи (см. фиг. 5).

Если во многих случаях между зонами сложного батолита проявляется химическое изменение, то в других случаях оно слабое или полностью отсутствует. Тогда концентрические зоны определяются серией часто весьма контрастных фаций преимущественно по петрографической структуре породы: фация среднезернистая или мелкозернистая, фация равномернозернистая или порфировидная. Такой случай имеет место в некоторых зонах сооружений Ахаггара и в комплексе Иль-Гранд в Северной Бретани (фиг. 4).

Обычно зоны батолита кристаллизовались от периферии к центру, как это показывает изучение их взаимных контактов (контактовые брекчии, инъекционные прожилки). Однако эти критерии часто двойственны: вещь вполне понятная, так как более молодой гранит вблизи контакта омолаживает своего предшественника (см. «эффект Седерхольма», с. 186).

Ж. Буассона описывает замечательный пример, когда внутри нормального гранита существуют тонкие коленчатые слои, обогащенные плагиоклазом и биотитом («темные шлиры»). Они встречаются по соседству с критическими зонами перехода от одной зоны к другой, с внутренней стороны. Эти слои толщиной несколько сантиметров и протяженностью до 10 м и более неод-



Фиг. 4. Сложный батолит Трегастель, Бретань (по геологической карте Франции, лист Ланнион).

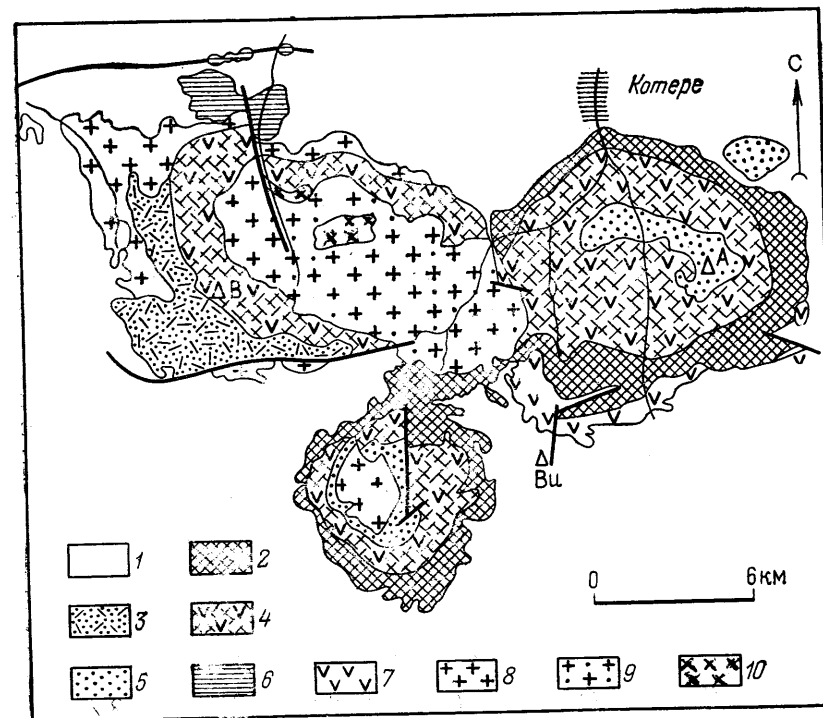
1 — молодые отложения; 2 — гнейс Треберден; 3 — древний гранит Перро; 4 — габбро; 5 — порфириновый гранит Плумена; 6 — равномернозернистый гранит Плумена; 7 — мелкозернистый гранит; 8 — двухслюдяной гранит. Населенные пункты: Пл — Плумена, ПГ — Перро-Гирек, Тв — Треберден, Тг — Трегастель.

нократно повторяются, накладываясь друг на друга, в интервале нескольких метров. Чаще всего, но не обязательно, они параллельны друг другу. Они грубо согласны со «сланцеватостью» или «флюидальностью» гранита, которая обычно имеет падение в сторону периферии массива. Эти шилы растягиваются, подвергаются слабой пльчатости, ветвятся, иногда пересекаются и, наконец, распадаются на мелкие разобщенные элементы. Их смысл загадочен и мы вернемся к нему в гл. VII. Отметим, что этот вид шил известен не только в сложных батолитах, но и в других категориях гранитных массивов [82].

Согласно структурному анализу Ж. Буассона, в Ахагаре сложные батолиты имеют форму пологих куполов. Приемлемы и другие концентрические схемы: сплюснутая форма в виде «наложенных друг на друга блюдец», форма воронки, открытой вверх и на глубине переходящей в узкий черешок. Не исключе-

но, что в других районах, в других сложных батолитах могут быть выявлены различные формы. Напомним, что сплюснутая форма характерна для некоторых гранитных или других субвулканических комплексов, где она, по-видимому, обусловлена обрушением центра структур.

Последним успехом является установление концентрического строения ряда позднектонических герцинских батолитов Пиренеев: Бордер, Котере, Маладетта. В массиве Бордер такое строение было установлено А. Форгани [117]. Дифференциация идет от кварцевого габбро или кварцевого диорита на периферии до монзонитового гранита в центре. В основных типах пород вдоль их взаимных контактов иногда устанавливаются инъекции жил более кислого состава. Интересно, что крупные массивы Котере и Маладетта образовались путем сращения нескольких, соответственно 3 и 5, сложных батолитов (фиг. 5). Этот тип группировки особенно ярко выражен в Ахагаре, где массивы линейно вытянуты в виде четок (до 9 сросшихся массивов).



Фиг. 5. Гранитный массив Котере, Центральные Пиренеи, по [73]; упрощено. 1 — осадочные породы палеозойского возраста; 2 — габбро и диориты; 3 — мигматиты; 4 — гранодиориты; 5 — светлый гранодиорит; 6 — темный гранодиорит; 7 — тонкозернистый гранодиорит; 8 — гранит; 9 — порфириновый гранит; 10 — лейкогранит. Географические пункты: А — Пик Ардиден, В — Балаиту, Ви — Виньмаль.

Пример — массив Керигю. Этот массив, продолжением которого на восток является массив Милла, — один из наиболее значительных массивов Пиренеев. Он был объектом известных работ А. Лакруа [191, 192]. Как и другие массивы, он связан с герцинским циклом и является позднектоническим, т. е. более поздним по отношению к главным орогеническим движениям этого цикла. Его западная и южная части (см. фиг. 16) имеют характер сложного батолита, при этом центральный гранит слагает северную часть. По Ж. Марру [214], структурное изучение всей совокупности массива показывает, что он имеет форму воронки, открытой вверх. Его границы, по-видимому, согласны с осадочными породами обрамления, что придает ему форму *хонолита* (см. с. 58), наблюдаемую также и в других пиренейских массивах (Неувель, Мон-Луи).

Сложный батолит Керигю по окраине представляет собой широкую мигматитовую зону, богатую основными породами габбро-диоритового ряда, а в направлении к центру появляются гранодиориты и граниты нескольких фаций. Основные породы иногда образуют более однородные массы большой протяженности и местами содержат рассеянные мелкие тела ультраосновных пород (кортландиты и горнблендиты), размеры которых, по-видимому, не превышают 10 м. В мигматитах встречены интересные агматы (см. с. 65) с обломками габбро или диорита размером от 1 до 10 м и с гранодиоритовым цементом. Обычно эти мигматиты не поддаются точному картированию. Они составляют весьма разнородный материал с разнообразными включениями и более или менее темными полосами, связанными, очевидно, с эндоморфизмом (см. гл. V); все это затронуто синкристаллическими деформациями сложной природы в результате давления интрузии.

Основные породы периферии более ранние по сравнению с гранодиоритами, которые в свою очередь более ранние, чем гранит. В нескольких частях массива, как, например, в окрестностях Пик-де-Жиневра, Ж. Марр [214] указал на наличие секущих контактов плоскостной структуры габбро и диоритов, пересекаемой гранодиоритом. Но он же отмечает, что часто наблюдается согласное залегание. Этот последний факт, а также наличие петрографических переходов и некоторое минералогическое сходство приводят его к мысли о том, что речь идет о двух «магмах», застывавших одновременно. Мы также считаем, что оба типа пород *завершили* кристаллизацию совместно, при этом гранодиорит оказал мощное влияние на парагенезис более ранних габбро и диоритов, заставляя плагиоклазы эволюционировать в сторону снижения основности. Впрочем, септы и блоки мигматитовых фаций, очевидно, являются более ранними по сравнению с их иخورом (гл. VI). На следующей стадии граниты часто несогласно пересекают гранодиориты.

В гл. V мы вернемся к массиву Керигю по поводу эндоморфизма, проявленного в некоторых гранодиоритах.

Интерпретация сложных батолитов. На первый взгляд сложные батолиты имеют аналогию с кольцевыми субвулканическими массивами, которые рассмотрены ниже. Срастание батолитов предполагается в обоих случаях. Обусловлена ли разница лишь глубиной эрозии? Или же наоборот, это явление является принципиально отличным и конвергенция облика оказывается лишь внешней чертой? Отсутствие вулканических проявлений в большинстве сложных батолитов, исключая некоторые жилы порфиров и лампрофиров, поразительно. Напротив, вулканизм играет большую роль (кольцевые магматические дайки, туфы и вулканические брекчии) в субвулканических аппаратах. При этом такой вулканизм, очевидно, имеет глубинное происхождение и более развитая эрозия не должна привести к исчезновению их выходов. Кстати, сложные батолиты Пиренеев сформировались в конце каменноугольного периода после главной складчатости на относительно небольшой глубине, может быть порядка 2000—3000 м, и их эрозия, таким образом, не представляется очень глубокой. Если бы с ними первоначально был связан поверхностный вулканизм, то его следы должны были бы сохраниться. К этой проблеме мы вернемся в гл. VIII.

Другой областью, где сложные батолиты принимают значительное участие, является обширная система мезозойских и кайнозойских батолитов, развитых с некоторыми перерывами от Аляски до Огненной Земли вдоль окраины американских континентов. Она состоит из нескольких «батолитовых сверхгрупп» на Аляске, в Калифорнии, Перу, Чили, каждая из которых имеет протяженность порядка тысячи километров. Каждое из крупных тел гранитоидов, выступающих в этих сверхгруппах, образовано срастанием сложных батолитов с концентрической дифференцированной структурой. Периферия батолитов в них является основной, габброидной или диоритовой. Но иногда с этими габброидами ассоциируют тела перидотита [165].

В классической Сьерра Неваде Калифорнии, в районе Йосемитского парка, гранитный массив разделяется на два спаренных массива, разделенных перегородкой метаморфических пород с мощностью на западе и востоке соответственно около 15 и около 30 км [54]. Западный массив состоит, начиная от периферии, из последовательных образований диорита, затем гранодиоритов числом не менее трех, так что каждый из них раздробляет и цементирует блоки предшествующего. Восточный массив сложен оболочкой гранодиорита, богатого включениями основного состава, и более молодого ядра, сложенного порфировидным гранитом, содержащим в центре еще более молодой микрогранит. Другие примеры с периферическими габбро описаны вблизи северо-западной оконечности Сьерра Невады на широте Оровилля. В Перу В. С. Питчер и др. выявили в крупных

плутонических массах, с одной стороны, дифференциацию от основных пород к кислым, а с другой — центральные комплексы; некоторые из них, по мнению этих авторов, имеют субвулканический характер [263, 59].

Кажется, что вдоль Кордильер обеих Америк некоторые батолиты доходили почти до поверхности Земли. В районах развития «медных порфировых руд» хорошо известны минерализованные или неминерализованные брекчиевые трубы: на окраине гранита Бисби, Аризона; минерализованные трубы на руднике Кананеа, Северная Мексика, то же явление на руднике Токепала, Перу и Теньете, Чили. Представляют ли собой эти явления вулканические эксплозии или брекчии обрушения? Их характерные черты скорее пневматолитовые, чем магматические. В конце концов, существует ли в этой системе *переход от сложных батолитов к кольцевым субвулканическим сооружениям?*

При современном состоянии знаний нам кажется, что делать выводы необходимо с осторожностью: вокругтихоокеанские плутонические явления мезозойско-кайнозойской эпохи нам представляются настолько специфическими, что нам кажется преждевременным их обобщение с так называемыми аналогичными явлениями земного шара во всех геологических эпохах.

Упомянем, что с другой стороны Тихого океана гранитные массивы Малайзии и Индонезии, с которыми связаны месторождения олова, представлены монцонитовыми роговообманковыми типами, пересеченными нормальным гранитом. Эти основные разновидности представляют собой краевую фацию и кровлю батолитов [390]. Возможно, что детальное картирование гранитов выявит мегаструктуры, аналогичные мегаструктурам гранитоидов американских Кордильер. Упомянем также оловоносные грубы этого района, отмеченные А. Лакруа [196] и напоминающие указанные выше трубы.

Мы вернемся к вокругтихоокеанскому феномену в последних главах этой книги, а также в гл. VIII при рассмотрении генетических гипотез формирования сложных батолитов вообще.

Диапировые батолиты

По мнению Э. Вегманна [76], некоторые гранитные массивы проявляют признаки такого механизма подъема, который аналогичен механизму соляных диапировых куполов. В гранитных массивах этого типа отмечаются формы, подобные диапирам округлой формы (ФРГ, Техас) и диапирам в форме языков (Румыния). Э. Вегманн замечает, что соленосные диапиры образуются из пластического слоя, нагруженного более жесткими мощными перекрывающими толщами и что аналогичные условия в целом существуют в мобилизованных областях земной коры, где возникают глубинные граниты (орогенная инфраструктура). Изучение древних щитов Севера (Фенноскандия,

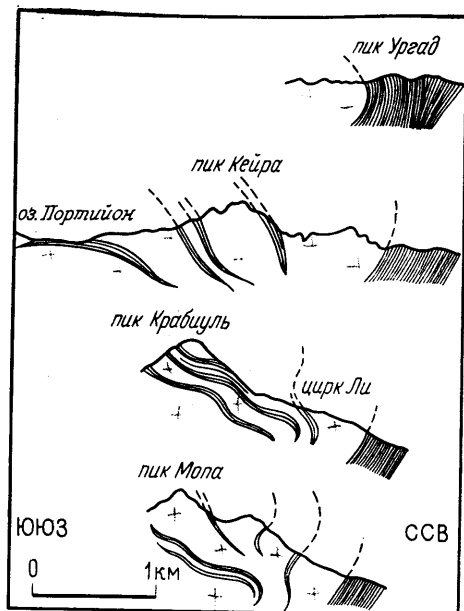
Гренландия) позволило ему наблюдать переход структур на различных структурных этажах и геометрическое и кинематическое приспособление геологических толщ к гранитным массивам, которые они заключают.

Статистическое изучение показывает, что вокруг некоторых батолитов пласты вмещающих толщ возле контакта массива изогнуты вверх. Для одних такой изгиб измеряется несколькими градусами; для других он является значительно более резким и очевидным. Первый случай проявляется, например, в гранитах Монт-Эгуаль, Севенны, на юге Франции, где изгиб в угле падения кристаллических сланцев в среднем лишь около 10° [367] и вокруг гранитных массивов Маниема на востоке Заира [354]. Массивы, создающие резкие изгибы толщ или даже вызывающие появление систем сжатых периферических складок, охарактеризованы в гл. VII. Там же рассмотрена проблема размаха перемещения, который не вытекает непосредственно из геометрических критериев и который необязательно во всех случаях является очень большим. Во всяком случае, по мнению Э. Вегманна, наблюдаются глыбы, которые, поднимаясь вместе с диапировыми гранитами, образовали «интрузивные брекчии», например в массиве Онас, Финляндия.

СТРАТИФОРМНЫЕ МАССИВЫ

Стратиформные массивы имеют форму крупных пластин, в целом согласных с окружающими геологическими толщами. Хотя этот термин является описательным и хотя некоторые из этих массивов могли быть образованы на месте, путем преобразования благоприятных толщ, мы полагаем, что большая часть из них должна интерпретироваться как *синкинематические* (см. гл. XIV). Они локализируются вдоль крупных региональных структур: складок, сбросов, поверхностей шарьяжей. Их петрографическая структура и минеральный состав отличаются разнообразием в различных горизонтах или ленточных массах в соответствии с тектоническим расположением. В некоторых горизонтах проявляется милонитовое раздавливание. Структура породы иногда близка к структуре анатектического гранита (перегородчатая структура), иногда же, напротив, она сходна со структурой обычных массивных гранитов. В стратиформных комплексах подобные массивные граниты дифференцируются среди других типов пород в виде штоков различной формы подчиненной протяженности. Кажется, что вещество стратиформных гранитов было привнесено и разделено вдоль множества поверхностей тектонического развалыцевания или шарьяжа или же было выжато в антиклинальные структуры. Кажется, что в течение длительного времени движения и кристаллизация неоднократно чередовались в виде последовательных эпизодов.

Примером подобного залегания может служить гранит Ли-



Фиг. 6. Листоватый гранит; массив Ли-Кайауа, Центральные Пиренеи. Заштриховано — палеозойские сланцы; белое — гранит

тов, М. Арну [1] описал огромные синкinemатические граниты в формациях бирримия из докембрия Берега Слоновой Кости. Они, по-видимому, широко распространены вплоть до Сенегала. Укажем в этом отношении границы Сарайя по сообщению Суле де Лафона.

Любопытный стратиформный гранит наблюдается в районе Маеватанана на Мадагаскаре. Он представлен пластинами мощностью от 20 до 500 м с несколькими заключенными в них горизонтами гнейса и прослеживается без перерыва на сотню километров [176]. Другие аналоги нередко встречаются на юге острова, но они имеют скорее мигматитовый характер.

Факолиты и хонолиты

Эти типы массивов, определение которых было дано Р. А. Дэли [69], образуют переходную группу между синкinemатическими стратиформными массивами и батолитами. *Факолит* имеет форму конкордантной пластины, локализованной в шарнире антиклинальной или синклинальной складки. *Хонолит* напоминает интрузию неправильной формы в дислоцированных

Кайауа в Центральных Пиренеях. Пластины гранита мощностью от нескольких до сотен метров заключены между перегородками метаморфических сланцев и изображают собой **тектонический** веер, принимающий участие в системе складчатости района (фиг. 6). Крупные конкордантные пластины лейкогранитов и ассоциированные с ними мигматиты Мильваш в Центральном Французском массиве имеют в длину около 150 км при ширине в несколько десятков километров (см. фиг. 39). Тот же тип пород почти непрерывно протягивается до Пуэн дю Ра в Бретани, в сумме около 700 км (см. фиг. 53).

В то время как оба предыдущих примера касались герцинских гранитов,

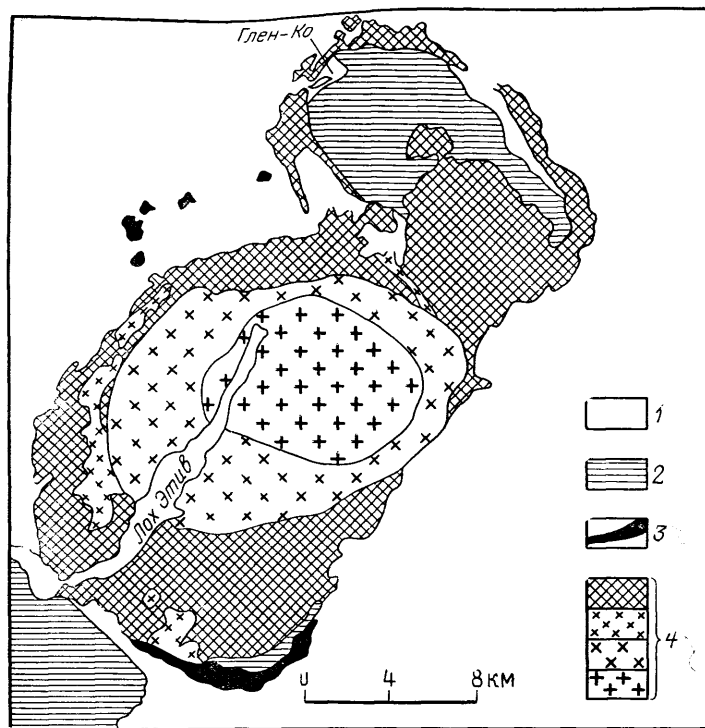
то конкордантную, то дискордантную, при этом его форма обязана тектоническим факторам или же плохо изученным причинам. Хонолиты, по-видимому, довольно широко распространены, но обычно смешиваются с батолитами. Последние часто локализуются вдоль орогенических зон и имеют скорее позднетектонический возраст, чем посттектонический; некоторые из них принимают сложную форму хонолитов.

Герцинские гранитные массивы Восточных Пиренеев являются большей частью хонолитами, поскольку они стратиформные с неправильной формой кровли, определяемой крупными сегментами дискордантного гранита [3]. Гранит Неувель в Центральных Пиренеях был интерпретирован П. Юпе [159] как хонолитовый; по наличию включений сланцев готландия, поднятых из глубины, в лампрофировых жилах в центральных частях гранитного массива можно заключить, что он, по крайней мере частично, имеет дно. Кроме этого, в некоторых частях окраины массива проявилось воздействие тектонических факторов.

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ МАССИВЫ. КОЛЬЦЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Субвулканические гранитные массивы представляют собой мелкие батолиты, которые поднялись до малых глубин от дневной поверхности и связаны с вулканическими формациями. Они часто пересекают вулканические потоки и горизонты туфов. Мощность покрывки в момент их образования (весьма изменчивая в зависимости от конкретных случаев) может уменьшаться в некоторых массивах до 1 км или даже до нескольких сотен метров. Эта покрывка часто образована лавами и туфами. Их диаметр в большинстве случаев составляет несколько километров, но некоторые из них достигают 20—30 км.

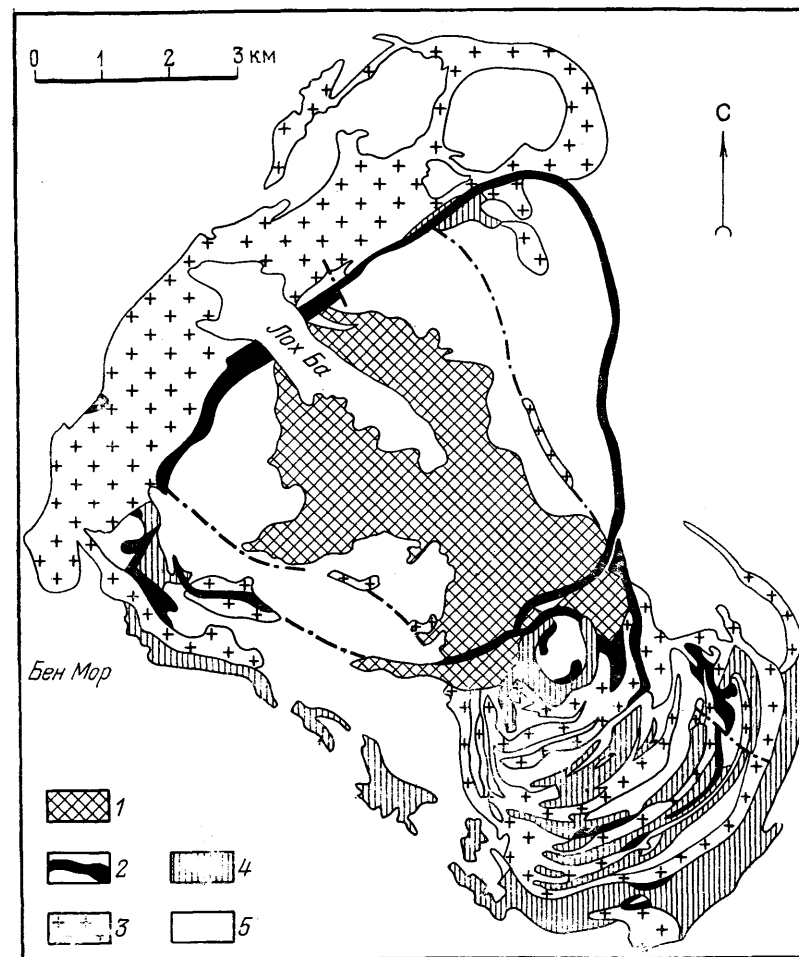
Наиболее характерные из этих массивов имеют *кольцевое концентрическое строение*. В этих случаях их контур приблизительно округлый или овальный. Батолит может быть простым или сложным. В последнем случае он образован из нескольких глубинных пород, отличающихся по своему химическому составу или только по своей петрографической структуре. Это — гранитонды, иногда ассоциирующие с другими породами (фиг. 7). Кроме этого, концентрическая структура массива подчеркивается концентрическими или полигональными дайками, расположенными в виде более или менее протяженного венца снаружи батолита. Эти кольцевые дайки («ring dikes») слагаются породами, аналогичными породам центрального массива, или соответствующими порфировыми разностями или лавами; при этом все породы могут иметь аналогичный химический состав **либо** сильно отличаться друг от друга. Часто проявляется чередование вулканических и плутонических пород, как это видно по пересечениям даек между собой и с центральным плутоном. Промежуточные зоны между кольцевыми дайками, называемые



Фиг. 7. Комплекс Лох Этив и кальдера оседания Глен-Ко; с упрощениями по Brit. Regional Geology, Geol. Survey, 1948.
1 — древние сланцы; 2 — вулканические породы; 3 — диориты; 4 — последовательные фазы гранитов

экранами («Screens»), сложены окружающими породами, которые часто, но не всегда, относятся к вулканическим сериям. Такие экраны часто окаймляют изогнутые субвертикальные сбросы и иногда содержат милониты. Они отражают значительные вертикальные перемещения. Внешние кольца могут иметь значительный диаметр. Для самой внешней кольцевой дайки одного из комплексов Аира в Сахаре указывается диаметр 65 км. Замечательной характерной чертой кольцевых комплексов является то, что они иногда располагаются рядом друг с другом по 2, 3 или 4 комплекса, слегка сдвинутых относительно друг друга, причем каждый обрывается при развитии более молодого (фиг. 8).

Важно отметить, что в зависимости от района можно найти кольцевые комплексы, образованные породами, принадлежащими к любой группе классификации плутонических пород [274]. Это явление свойственно, таким образом, не только гранитой-



Фиг. 8. Кольцевые дайки и центральные интрузии центральной части комплекса Мулл, с упрощениями по Brit. Regional Geology, Geol. Survey, 1948. Обратите внимание на расположение рядом двух последовательных вулканических центров, второй на северо-западе обрывает первый.
1 — центральные интрузии (гранофиры и фельзиты); 2 — фельзиты кольцевых даек; 3 — гранофиры; 4 — долериты и габбро; 5 — вулканические образования и различные зернистые породы

дам: некоторые комплексы сложены преимущественно ультраосновными породами, другие габбро или сиенитами или фельдшпатоидными породами.

В громадном большинстве случаев, какой бы ни была петрография рассматриваемых пород, эти комплексы группируются в более или менее многочисленные группы, число комплексов в ко-

торых может достигать нескольких десятков. Такие рои располагаются в тех областях, направление удлинения которых отражает важное тектоническое направление района. В некоторых случаях речь идет о крупном «линеamente» (с. 230) внутри кратона (с. 268) или о пограничной зоне между континентальной и океанической корой. По-видимому, весьма глубинное растрескивание способствует локализации роев кольцевых массивов.

Наиболее интересными и лучше всего изученными являются третичные габбро-гранитные комплексы Шотландии, расположенные по окраине Северной Атлантики. Как мы увидим в гл. XV, их структура была объяснена К. Т. Клу, Х. Б. Мофом и Э. Б. Бейли [58] связью с последовательными подземными обрушениями, не доходящими до дневной поверхности, или с «подземными опусканиями» в пределах крупных вулканических кальдер (теория опускания кальдер). Образованная полость, вероятно, делала возможным внедрение плутонических пород, а повторение обрушений обеспечивает последовательное и концентрическое размещение дифференцированных пород (см. фиг. 58). Тем не менее мы увидим, что это объяснение вызывает много возражений.

Интересным является также линейное расположение кольцевых комплексов Аира (Центральная Сахара), в Северной Нигерии в пределах кратона Западной Африки. Их гранит мелового возраста является источником крупных месторождений олова. Следует указать, наконец, комплексы Юго-Запада Африки предположительно юрского возраста, из которых одни преимущественно являются гранитными (Брандберг, Эронго), другие — габброидными, третьи же пересыщены щелочами. Два первых были объектом известных исследований Г. Клооса и К. Худоба [56].

Известны также массивы, образованные в областях предшествующей орогенической активности в кратонный этап их развития. Укажем массивы Предаццо и Монцони, преимущественно монцонитового и гранитного состава, расположенные в итальянских Альпах и образованные в триасе — анорогенном периоде с значительным вулканизмом в этой части Альп [274]. Массивы герцинского хребта Восточной Австралии находятся, вероятно, в аналогичной ситуации. Некоторые наблюдения говорят о повторении в некоторых районах этого явления в различные эпохи: существование в Шотландии девонских комплексов по соседству с третичными; девонские до пермских комплексы и мезозойские и даже кайнозойские комплексы в Восточной Австралии.

Очевидно, несколько иная категория кольцевых субвулканических комплексов, преимущественно гранитного состава, была недавно выявлена за пределами кратона в осевой части крупной батолитовой группы гранодиоритов на побережье Тихого океана в Перу У. С. Питчером [263]. Э. Дж. Коббингом и У. С. Питче-

ром [59]. Ниже мы вернемся к интерпретации батолитов Кордильер, корни которых представляются весьма глубинными.

Наконец, нужно упомянуть и третью категорию кольцевых комплексов, расположенную в океанических областях, в которых граниты не принимают, вероятно, никакого участия, так как она связана с щелочной дифференциацией базальтовых пород. Это явление было описано на Канарских островах [121]. По-видимому, мы имеем то же самое на Таяти, Реюньоне, где существует та же самая дифференциация с появлением сиенитовых пород [цит. по 30]. Эти кольцевые океанические комплексы, может быть, находятся в связи с крупными разломами океанической коры; но исследования по этому поводу еще недостаточны.

Возвращаясь к гранитоидам, важно подчеркнуть, что граниты этих комплексов составляют ничтожное количество от всей совокупности гранитов. Эту проблему мы еще будем обсуждать в главах XV и XVI.

РАЗНООБРАЗИЕ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

В предыдущей главе мы видели, что минералы, слагающие гранит, создают комбинации, различные по минералогическим свойствам, по их количественному соотношению и по их расположению. Если разнообразие гранита значительно в масштабе образца, то оно значительно также и в масштабе массива. Мы только что видели те главные особенности, которые может представить строение массива. Эти взгляды будут уточнены и дополнены в последующих главах по вопросам ассимиляции пород, ореола, внутренней геометрической структуры массива, дифференциации гранита, жильной свиты. Пока же нам представляется, что становление гранита это — чрезвычайно разностороннее явление, свойства которого запечатлены прихотливым образом и механизм которого напоминает некоторые характерные свойства живых существ: выбор, переработка посторонних веществ, преобразование некоторой части внешней среды.

Глава IV. ГРАНИТ В СВОЕМ ЗАЛЕГАНИИ (ПРОДОЛЖЕНИЕ)

АНАТЕКТИЧЕСКИЙ ГРАНИТ СО СВИТОЙ МИГМАТИТОВ

Анатеكتические граниты с их свитой мигматитов представляют собой обширные гранитные поля с неясными контурами, которые пропитывают громадные участки земной коры. Они не составляют однородных ограниченных масс, а на большей части

своей протяженности тесно перемешиваются с веществом ранее существовавших пород, проникают в них различными способами, изменяя или, местами, более или менее полностью уничтожая их. Такие граниты являются результатом далеко зашедшей мобилизации глубинных участков, которая *напоминает частичное плавление*. Вместе с Я. И. Седерхольмом мы применяем в этом случае термин *анатексис*, что означает плавление. Там, где при частичной гранитизации более или менее сохранились структуры существовавших толщ, наблюдается тесная смесь гранитного вещества и перекристаллизованных осадочных остатков; такая смешанная порода названа *мигматит* (*Mischgesteine*). Мигматиты перекрывают и окружают по периферии анатектический гранит с постепенными переходами от мигматитов к граниту. Верхняя граница мигматитов, расположенная в метаморфических формациях, иногда очень слабо метаморфизованных, была названа Э. Вегманном *фронтом мигматитов*.

Характерные признаки этих пород, к описанию которых мы переходим, базируются главным образом, на особых петрографических структурах различных типов мигматитов, на структурах, вполне очевидных в гетерогенных фациях этих пород. Когда порода переходит в анатектический гранит, который может быть однородным, как любой другой, лишь полевое изучение взаимоотношений позволяет уловить природу таких гранитов. Однако некоторые особенности микроскопической структуры заслуживают того, чтобы привлечь внимание: частота в граните перегородчатых микроструктур, обилие мирмекитов в граните и мигматитах.

Анатексис охватывает огромные пространства и не вызывает никакого сомнения, что он играет большую роль в земной коре. Древние фундаменты пяти континентов, «щиты» Э. Зюсса, образованы большей частью диффузными гранитами и мигматитами. Значительная часть пород, классифицируемых во Франции как гнейсы, мигматизирована. Мигматиты и анатектические граниты развиваются во все геологические эпохи, а не только в докембрии, как это думал Р. А. Дэли. Отметим каледонские мигматиты Восточной Гренландии и герцинские мигматиты Франции. В Альпах послепермские мигматиты появляются в Модане (Франция) и в Тессене (Швейцария). Наконец, важную роль в строении хр. Хидака, о. Хоккайдо, играют мигматиты юрского возраста.

ОПИСАНИЕ МИГМАТИТОВ

Анатексис может быть выявлен лишь при широких наблюдениях в обширных районах. Поэтому вначале анатексис был хорошо изучен в северных районах, где четвертичные ледники очистили выходы пород, отполировали их, лишили их выветрелых частей и подготовили их, если можно так выразиться, для самого широкого изучения. Это обстоятельство упростило заме-

чательный труд крупного финского геолога Я. И. Седерхольма, который впервые установил анатексис.

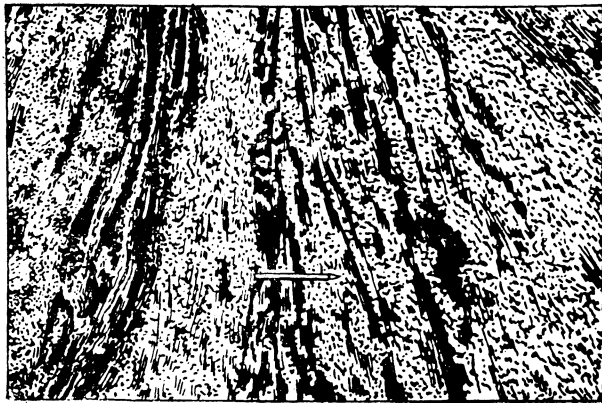
Перенесемся мысленно в какой-нибудь район развития анатексиса, например в Финляндию. Довольно разнообразные и уже более или менее предварительно метаморфизованные породы докембрийского возраста пронизаны без какой-либо закономерности множеством жилок и штоков гранитного состава с причудливыми контурами. Эта смесь проявляется в различных масштабах: от миллиметров до десятков метров. Гранитный материал в различных точках наблюдения имеет облик пегматита, аплита или настоящего гранита. Я. И. Седерхольм называет его *ихор*, т. е. сыворотка. Исходная порода оказывается расчлененной или даже рассеянной, она образует подобие перегородок или *септ* между прожилками и штоками ихора.

В одних случаях ихор образует послойные инъекции ли-парли, распространяясь в кристаллических сланцах, при этом возникают листоватые гнейсы, называемые Я. И. Седерхольмом *артеритами*; или же он распределяется в виде отчетливых согласных параллельных жилок, производя полосчатые гнейсы, названные Ж. Юнгом и М. Роком *эпидолитами*. В других случаях ихор образует сеть причудливо переплетенных прожилков, т. е. брекчий, называемые *агматитами*. В третьих случаях он так тонко рассеивается в ткани исходной породы, что мы имеем своеобразный гетерогенный гранит, в котором сложный складчатый рисунок существовавшей ранее породы угадывается в виде полустертого и туманного: это — *небулит* Седерхольма. Все эти фации являются разновидностями мигматитов (фиг. 9, 10, 11).

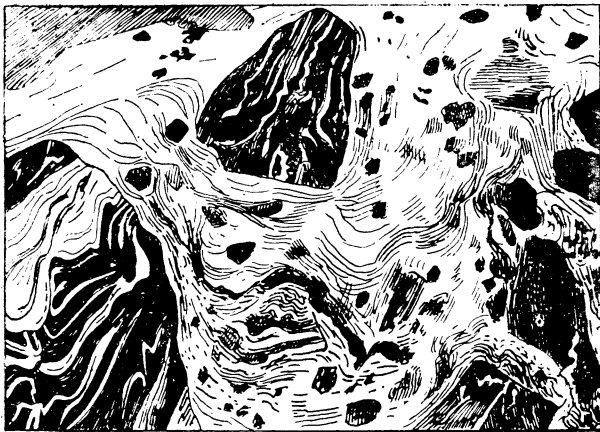
Эта картина является описательной и пропитывание ихором необязательно означает пропитывание среды веществом, пришедшим из другого места. Можно думать, что в некоторых участках анатектических областей ихор выделяется из пород, присутствующих на месте или почти на месте. Если в смысле Я. И. Седерхольма артериты представляли собой инъекционные гнейсы, то для П. Хольмквиста [156] те же самые породы являлись *венитами*, гранитные микролиты которых рассматривались как автохтонные.

Когда ихор тонко и закономерно рассеян в породе, мигматизация тождественная чему-то вроде общей полевошпатизации, возникают разновидности, которые Ж. Юнг и М. Рок [176] называют *гомогенными мигматитами*. Среди них они различают *эмбрехиты*, в которых сохраняется и даже подчеркивается зональность кристаллических сланцев и доминирующей фацией является артеритовая, и *анатектиты* — с более развитой степенью эволюции и в которых вырисовывается неясная извилистая пloidчатость.

В самом деле, имеются все переходы между разновидностями мигматитов либо первоначальные, либо из-за того, что этот процесс протекал в несколько фаз. Например, артерит раздроб-



Фиг. 9. Артерит, или мигматит фации инъекционных гнейсов, по фотографии Э. Вегманна



Фиг. 10. Агматит, по фотографии Я. И. Седерхольма. Ширина фигуры приблизительно 1 м

лен и брекчирован в конце той же эпохи гранитизации и переходит в агматит.

К. Р. Менерту [218] мы обязаны интересной попыткой систематизации с целью уточнения перечня терминов, касающихся мигматитов, которая однако изрядно перегружена ненужными терминами. Систематизация базируется на отличии *палеосом* и *неосом*, согласно терминам К. Шейманна, которые, как нам представляется соответствуют понятиям субстрата и ихора. Он разделяет мигматиты на 13 групп по тем структурным формам, которые принимает неосома. Однако, по нашему мнению, неудобство состоит в том, что неосома очень часто разнородна и плохо определима. В одной и той же породе могут существовать ее многочисленные разновидности, в разной степени гранитизи-

Фиг. 11. Небулит, по фотографии Э. Вегманна



рованные и связанные с различными моментами сложной истории. Таким образом, какая-либо точная классификация нам представляется почти невозможной и мы предпочитаем ограничиться теми несколькими группами, которые были указаны выше. Однако мы отметим еще несколько описательных терминов, используемых некоторыми авторами: *флебиты* или жилковатые гнейсы (этот термин включает артериты Седерхольма и вениты Хольмквиста, так же как и эпиболиты Юнга и Рока); *офтальмиты* или мигматитовые очковые гнейсы; *строматиты*, с параллельно послойными жилками, попеременно утолщенными и растянутыми.

При мобилизации среды септы растягиваются, их концы распадаются на пряди, изгибаются. Жилки ихора приобретают разлистование, подобное флюидалности. Часто случается, что оно является дискордантным в близ расположенных участках мигматитов и даже очень часто острые складки септ резко дисгармоничны между соседними точками наблюдения (см. фиг. 11). Это — тип деформации, назван М. Роком [292] *синмигматической складчатостью*. С другой стороны, жилки аплита и пегматита, хорошо выделяющиеся в более мелкозернистой основной массе, часто смяты в автономные складки до окончательной кристаллизации и изображают своеобразные *птигматитовые складки* [311] (см. фиг. 49 и 50). Эти способы деформации, значительно более свободные, чем деформации упругой и пластичной среды негранитизированных и неметаморфизованных зон складчатости, вызывают представления о более мобильной среде. Эта картина напоминает ту, которую могло бы дать вязкое жидкое вещество, обильно пропитывающее стратифицированный субстрат и деформирующееся в процессе медленной эволюции толчками, которые местами разъединяют и приводят в несогласие таким образом созданные структуры малой тектоники. Но это только представление (попутно отметим, что «птигмати-

товая складка» представляет собой плеоназм по греческому корню слова, но термин вошел в обиход. По мнению Э. Вегманна, первоначально Я. И. Седерхольм писал «птигматитовая жила», т. е. складчатая жила).

Подобная мобилизация более или менее четко проявляется во всей области анатексиса. Можно проследить ее фазы, поскольку ее различные этапы зафиксированы в момент окончательной кристаллизации. В первые фазы вещество распределяется по неправильным и прерывистым трещинам, вдоль слепых трещин, заполняемых тотчас же жилками ихора. В следующие фазы преобладает мобилизация: местами из небулита создаются значительные штоки гранита. Это — то гетерогенное состояние вещества перед окончательной кристаллизацией, которое М. Рейнхард [283] называет *мигма*. На заключительном этапе прежние структуры полностью стираются и мы получаем однородный *анатектический гранит*. По мнению Э. Вегманна, фронт мигматитов может подниматься, захватывая постепенно септы, или более широко, подобно диапирам, или же обоими способами одновременно. Эти процессы стремятся к гомогенизации мигмы.

СТРОЕНИЕ МИГМАТИТОВЫХ МАССИВОВ

Ж. Юнг и М. Рок [175] показали, что фронт мигматитов в участках кристаллических сланцев, испытавших региональный метаморфизм, может подниматься более или менее высоко. На севере Центрального Французского массива и в Вогезах он поднимается не выше, чем «нижние гнейсы». На юге и в Пиренеях он распространяется вплоть до «верхних слюдистых сланцев». Фронт является особенно четким, когда он локализуется в горизонтах с умеренным региональным метаморфизмом; в противном случае он затушевывается. Септы мигматита позволяют оценить эту глубину, если они аналогичны тем формациям, которые располагаются на боковом продолжении мигматизированной области.

Пиренейские мигматиты образовались в эпоху герцинской орогении незадолго до главной складчатости. Можно принять, что они доходили до горизонта, глубина которого ниже древней дневной поверхности в Центральных Пиренеях была всего лишь порядка 3000 м — величина, представляющая собой общую мощность силура, девона и динантского яруса. Вероятно, эта величина является минимальной для крупных мигматитовых массивов. По Г. Гитару [145], в Канигу в Восточных Пиренеях «мигматиты появляются под покрывкой палеозойских осадков, не превышающей 4500 м». В других же местах в большинстве случаев правдоподобные цифры, если только их можно оценить, являются гораздо более крупными.

Во многих случаях мигматиты являются синкинематическими (см. гл. XIV) и почти невозможно прикинуть глубину их образо-

вания от поверхности Земли ввиду отсутствия точных знаний о тектонической структуре среды в ходе ее развития в момент образования мигматитов.

Зональность мигматитов

По аналогии с зональностью регионального метаморфизма Ж. Юнг и М. Рок [175] показали, что в мигматитах можно картировать фациальные зоны, выделяя (сверху вниз) серии эмбрехитов, анатектитов и гранит основания. Они пишут: «Во всяком случае нужно отметить, что этот типичный разрез в других местах может испытывать заметные изменения. В некоторых районах присутствуют лишь анатектиты (долина Сиуль, Овернь). В других местах встречаются только эмбрехиты (Кабиллия). Наконец, случается, что эмбрехиты и анатектиты сложно перемешиваются» [176]. Это наблюдается в некоторых герцинских мигматитах Пиренеев: массив Труа-Сеньор, южная часть массива Астон, где крупные пачки анатектического гранита (сотни метров и более) также обособляются в мигматитовом комплексе. Эта разнородность в первую очередь, по-видимому, происходит из того, что тектонические движения, одновременные с мигматизацией, противодействовали созданию однородного анатектического гранита [129]. Другое отклонение от схемы зональности устанавливается в стратиформных мигматитах, к которым мы вскоре перейдем.

Во всех случаях верхний фронт мигматитов представляет собой важное явление: там обособляются то конкордантные, то дискордантные дайки и мелкие штоки лейкократового гранита, который можно назвать *перимагматическим гранитом*. Эти неправильные и слепые инъекции, по-видимому, родственные подстилающему мигматиту, Ж. Юнг и М. Рок [174] называют *диадизитами*. То аплитовые и пегматитовые, то сложенные сланцеватым или массивным светлым мусковит-биотитовым гранитом, эти породы, по-видимому, представляют собой ихор мигматизации, удаленный на периферию и распространяющийся иногда на несколько сотен метров в перекрывающие немигматитовые толщи. Они пересекают также мигматиты, так как сформировались несколько позднее, чем главная фаза мигматизации. В отдельных случаях перимагматический гранит приобретает крупные размеры. Это, по-видимому, гранит Акс-ле-Терм, Аръеж, который образует небольшой хонолит размером 5×3 км, или гранит Сульсем, залегающий в виде крупных силлов протяженностью в несколько километров немного к западу от массива Астон.

Но вернемся к случаю чередования: эмбрехиты, анатектиты, анатектические граниты. *Зона эмбрехитов*, содержащая значительные объемы фельдшпатизированных гнейсов, характеризуется сохранением плоскостных и зональных структур более

древних стратифицированных толщ. Тем не менее в ней проявляются различные фации: миндалекаменные эмбрихиты или очковые (с крупными растянутыми полевыми шпатами) или полосчатые. Их строение показывает местами синмигматические деформации, значительно реже небулитового облика. Когда в серии наблюдается неоднородность, например, вызванная горизонтами плотных пород (лептиниты, мрамор, амфиболиты), проявляются своеобразные типичные структуры: агматиты, эпиболиты, птигматитовые жилки. *Зона анатектитов* является областью развития небулитовых структур, где усиливается тенденция к гомогенизации и где чувствуется, что анатектический гранит довольно близок, если не в пространстве, то, по крайней мере, по составу.

Эмбрихитовые серии иногда трудно охарактеризовать из-за их относительной однородности, когда понятие «меланж», неотделимое от понятия «мигматит», проявляется нечетко. Здесь показательны, прежде всего, полевые наблюдения ассоциаций. Возможно их смешение с гранитом с ориентированным строением, типа синкинематических гранитов, или с ортогнейсами регионального метаморфизма, представляющими собой тела древних гранитных пород, вовлеченных во время более позднего цикла в метаморфическую кристаллизацию. В отношении синкинематических гранитов могут быть показательными их соотношения с телами более однородного гранита, их контакты типа «локализованного гранита», их обычная свита пегматитов и их общая тектоника. Для ортогнейсов кроме взаимоотношений с горными породами регионального геологического обрамления, испытавшими тот же самый региональный метаморфизм, могут облегчить определения некоторые микроскопические структуры: реликты исходной породы, псевдоморфозы, типичные минералы *зоны эктинитов* (этот термин обозначает горные породы регионального метаморфизма). Не нужно, однако, скрывать, что конвергенция петрографического облика трех вышеуказанных групп, вероятно, в порядке вещей: различные виды гранитизации подчиняются некоторым общим факторам.

Стратиформные мигматиты

Стратиформные мигматиты залегают между «кровлей» и «почвой» в форме линз или пластов, которые иногда имеют паразитическую протяженность и правильность залегания. Известны массивы, выходы которых продолжают на десятки километров в длину при мощности в несколько сотен метров. Наиболее крупным описанным примером является докембрийский горный хребет Нагсугтокид на побережье Гренландии к югу от Кристиансхоба [241]. На фундаменте тонкозернистого гнейса гранулитовой фации, слабодифференцированного и подвергнутого умеренной складчатости, покоится серия мощных гранитных

мигматитов, подвергнутых интенсивной складчатости. Это явление установлено на протяжении нескольких десятков километров, но в этой орогенической области могло бы иметь и значительно более крупную протяженность. Кроме этого, в Центральном Французском массиве хорошо известны стратиформные мигматиты герцинского возраста [175, 46], а также в Пиренеях, к которым мы вскоре вернемся. Пермские мигматиты Моданы во Французских Альпах образуют стратифицированные псевдопласты, заключенные в сланцах и аркозовых песчаниках пермокарбона, максимальной мощностью в несколько сотен метров и протяженностью по простиранию складчатости около 50 км [95]. Они могли быть связаны с более крупным массивом, который, видимо, скрыт в тектоническом шве, ограничивающем альпийскую зону Вануаз, — Монт Пурри.

Стратиформные мигматиты относятся к фации эмбрихитов или эпиболитов. Их расположение может объясняться различными способами. С одной стороны, по окраине крупных мигматитовых массивов можно встретить боковые продолжения, имеющие форму пальцеобразных ответвлений, переслаивающихся с породами. Механические воздействия, связанные с тектоникой, могли их отчасти заставить инъецировать в окружающие толщи. С другой стороны, в более статической обстановке селективность в мигматизации некоторых формаций может происходить и из их петрографии: способные к реакции парагенезисы, такие как пелиты, аркозы, граувакки и более инертные парагенезисы (кварциты, амфиболиты) или более плотные, образующие экран. Важным фактором является присутствие достаточного количества воды, которая благоприятствует анатексису.

В Пиренеях герцинские мигматиты имеют стратиформный облик, связанный с зональностью регионального метаморфизма [146, 3]. Так как условия для анатексиса достигаются в катазо-не на уровне изограды силлиманит-ортоклаз, они не существуют на более значительной глубине, где в нижней части катазоны проницаемость для паров воды уменьшается до нуля.

ГРАНИТЫ ПРОМЕЖУТОЧНОГО ТИПА

Несмотря на несколько академическое различие двух групп гранитов: гранитов в локализованных массивах и анатектических гранитов, существуют граниты промежуточного типа. Это — однородные массивы с четкими границами без мигматитов, но имеющие более или менее прямую связь с крупными областями анатексиса. Ж. Юнг и М. Рок [175] выделяли их под названием гранитов, *родственных* мигматитам. В этих гранитах иногда проявляются явления диапиризма. Наиболее крупные из перимагматических гранитов, как, например, уже упоминавшийся гранит Акс-ле-Терм, образуют подобные массивы.

С другой стороны, известны батолиты с поясом мигматитов,

как, например, тронджемитовый массив Бальд Рок в Сьерра Неваде, Калифорния [66] и другие массивы Кордильер. Некоторые гранитные батолиты Пиренеев, такие как Керигю или западная окраина западного батолита Котере, также имеют окраинные мигматиты. Массив Бержель в группе постальпийских гранитоидов «тоналитовой ветви» Альп, имеет характерные черты мигматитового гранита [89], в то время как другие (например, Адамелло) не имеют этих характерных черт. Тем не менее группа в целом имеет несомненно общее происхождение.

ПЕТРОГЕНЕЗ МИГМАТИТОВ. АНАТЕКСИС

Структура и размещение в крупном плане мигматитов приводят к мысли об общих и интенсивных деформациях среды, физической и химической подвижности, способной произвести разнообразные сочетания формы и перегруппировки или новые ассоциации минералов.

Я. И. Седерхольм детально описал и зарисовал впечатляющие примеры этих явлений. Так он описывает в районе Барозундсфиорд жилу базальта, которая пересекает древний гранит; более поздний анатексис, следовавший за продолжительным периодом эрозии и седиментации, вновь сделал подвижными древние граниты, и они получили способность давать инъекции во вновь образованных трещинах базальтовой жилы. Парадоксальный факт: гранит одновременно является и значительно более древним и значительно более молодым, чем базальт [313]. Таким образом, благодаря анатексису происходит возрождение древних пород, которые вступают в новую жизнь. Это явление он называет *палингенезом* (возрождение). Таким образом, отличительные черты древних пород более или менее стираются под новым обликом омоложенных пород. Иногда можно обнаружить почти стертые древние черты, как разбирают в каком-нибудь палимпсесте древнее письмо, скрытое на пергаменте манускрипта под письмом, добавленным в более позднюю эпоху. Все эти явления можно рассмотреть на скалистых поверхностях при условии возможности наблюдения на нескольких метрах или нескольких десятках метров, а именно их можно описать по общему изображению; в отдельном образце коллекции их почти невозможно увидеть. Я. И. Седерхольм фотографировал эти поверхности, предварительно очистив их, удаляя лишайники, и в своих публикациях привел восхитительную серию фотографий и рисунков бесконечно разнообразных аспектов анатексиса.

Жилы ихора создают впечатление о том, что они пришли из другого места, были инъекционированы из нижележащих гранитных зон. В мигматитах, в которых ихор находится в рассеянном виде, имеется возможность по общему химическому составу решить вопрос о количестве привноса соответствующего вещества. Например, М. Рок [292] показывает, что мигматиты западной

части Центрального Французского массива могли образоваться за счет слюдистых сланцев с привносом более 50% вещества, имеющего состав гололейкократового гранита. М. Хэрме [153] отмечает, что мигматиты в серии полосчатых гнейсов Южной Финляндии весьма богаты калием, в то время как гнейсы имеют черты гранодиорита, т. е. относительно бедны калием. В этом случае представляется правдоподобным поступление ихора, богатого калием и доставляющего дополнительные калории. Привнос калия он приписывает интрузии микроклиновых гранитов.

Однако в 1916 г. П. Хольмквист думал, что вещество жилок ихора выделялось из соседних толщ на небольшом расстоянии. Это направление мыслей впоследствии имело много приверженцев. Так, К. Р. Менерт [217], изучая мигматиты древней серии Шварцвальда, провел тщательное исследование химического состава и взаимоотношений пегматитовых жил и септ этих мигматитов. В результате он пришел к выводу, что общий химический состав горной породы при мигматизации не изменился. Полевой шпат является тем же самым в жилах и септах. Эти жилы, по-видимому, связаны с сегрегацией из горной породы с химической миграцией, измеряемой дециметрами, поскольку жилы, такие же как и септы, достигают максимум нескольких дециметров мощности.

Такие наблюдения согласуются с теорией *дифференциально-го анатексиса* П. Эскола [100]. Он считает, что в силикатных породах в глубинных зонах первыми должны плавиться кварц-полевошпатовые ассоциации обратно тому факту, что они в лабораторных условиях последними кристаллизуются в силикатной магме (фракционная кристаллизация рядов Н. Л. Боуэна). Образуется, по-видимому, межзерновая жидкость, которая инжецируется вдоль плоскостей разрывов и мигрирует на более или менее значительное расстояние. Таким образом, в этой мобилизованной зоне, развитой за счет глинистых осадков, аркозовых песчаников или плутонических пород, за исключением наиболее основных разностей, существует, вероятно, интергранулярная силикатная жидкость гранитного состава, почти насыщенная водой. Она отгоняется из пор породы, скапливается вдоль трещин и плоскостей наименьшего сопротивления и выдавливается более или менее далеко. Остаточные части пород обедняются соответствующими химическими элементами; но постоянный приток вещества в результате миграции восстанавливает равновесие и создает классические полосчатые и брекчиевые текстуры мигматитов, принимая во внимание предшествующую разнородность пород и существующие механические деформации в среде. П. Эскола идет дальше: он думает, что мобилизованное вещество может перемещаться и давать начало не только тонким линзам пегматитов и аплитов, но также и крупным массам гранита батолитовых размеров.

Не распространяя во всех случаях эту теорию до такого крайнего заключения (которое противоречит образованию почти на месте, установленному для многих крупных массивов), она, по-видимому, дает удовлетворительное приближение для объяснения многих аспектов анатексиса. Это, вероятно, мигматизация без химического привноса, которая, несомненно, не исключает других случаев, когда такой привнос существует.

Экспериментальный анатексис

Эксперименты по анатексису в лабораторных условиях сильно напоминают процесс плавления горных пород на месте. Замечательные работы Х. Г. Ф. Винклера [395] являются этому свидетельством. Он довел до температур, варьирующих от 600 до 810°C, в присутствии воды глинистые породы, состав которых соответствует составу наиболее распространенных в земной коре осадочных пород, поддерживая давление 2000 бар. Это давление соответствует тому, которое может существовать в земной коре на глубинах 7—8 км. Температуры, во всяком случае, выше тех, на которые указывает обычный геотермический градиент.

В этих условиях Х. Г. Ф. Уинклер получает сначала в коротком температурном интервале минералогический парагенезис силлиманит-кордиеритового гнейса. Тотчас же затем происходит прогрессивное плавление, которое обособляет кремне-щелочную жидкость, почти соответствующую эвтектике кварц — ортоклаз — альбит О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна [350]. Твердый остаток, представляющий 25—55% использованного материала, в зависимости от химического состава этого вещества содержит кордиерит, силлиманит, биотит, рудные и немного кварца и плагиоклаза. Если исходить из парагенезиса или граувакки вместо глины, ход эксперимента останется тем же. Во всяком случае нужно отметить, что получаемая жидкость имеет состав не любого гранита, а некоторых лейкократовых щелочных гранитов. Интересной является констатация Винклером того, что эта жидкость оказывается перегретой и, следовательно, должна быть способной до кристаллизации к перемещению под влиянием тектонического давления (магматическое внедрение). В самом деле, если нормативное отношение анортит — альбит в исходном материале является более высоким, анатектическое плавление происходит при более высокой температуре. Однако полученная жидкость всегда имеет низкое значение этого отношения, чем материал до плавления; поэтому она будет кристаллизоваться при более низкой температуре, чем температура плавления. Отклонение может достигать 140°C.

Аналогичные результаты были получены Ж. Вияром и Г. Сабатье [401] по пелитовым осадкам, нагретым до 800°C при давлении воды 1800 бар. Главным явлением оказывается концентрация ферро-магнезиальных элементов в кристаллах (биотит,

кордиерит, шпинель), которые находятся в равновесии с жидкой фазой кварц-полевошпатового состава, где концентрируются кремнезем и щелочи.

Заключение по анатексису

Анатексис мигматитов и мигматитовых гранитов нам представляется настоящим плавлением, облегчаемым присутствием воды. Кроме существующей в породах скрытой воды (конституционная вода минералов и коннатная вода, сохраняемая в микропорах и в виде интергранулярных пленок), вполне возможно участие некоторого количества воды, диффундирующей в толщах, как на это указывает эпи- и мезотермальный региональный метаморфизм [115, 116]. Такая вода не является, вероятно, химически чистой, а доставляет, в частности, некоторое переменное количество щелочей. Эти возможные щелочи могли бы лишь облегчить анатексис. Тогда была бы мигматизация с привносом.

Анатексис должен быть довольно продвинут для того, чтобы произвести при охлаждении полное изменение существовавшей раньше структуры и чтобы привести к зернистой структуре плутонита. Это не означает, что плавление обязательно было полным и должно было дать однородную расплавленную магму: оно должно быть достаточным, чтобы создать «мобилизованную среду», которую мы рассматриваем как первопричину гранитизации (с. 15). Кроме кристаллизации из жидкости возможны и другие процессы (локальный метасоматоз, собирательная кристаллизация), которые вносят свой вклад в восстановление равновесия и гомогенизацию созданной кристаллической совокупности. Кроме этого, в создании структуры системы участвовало перемещение вещества в результате разницы давления.

В гл. XVII мы обсудим вопрос о роли анатексиса и других возможных факторов гранитизации. Анатексис, который, по-видимому, принимает широкое участие в мигматизации, вероятно, участвует более тонко и в более короткие периоды на более поздней стадии в других формах гранитизации, характеризующих преимущественно метасоматической эволюцией.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АНАТЕКТИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ

Граниты герцинской цепи Франции (Центральный массив, Южная Бретань), рассматриваемые как анатектические, являются монцонитовыми гранитами обычного химического состава. Это относится ко многим мигматическим гранитам мира. Однако анатектические граниты и мигматиты часто имеют более натровую тенденцию, чем батолитовые граниты. Они, вероятно, представляют нормальную форму химико-петрографического равновесия на достаточной глубине в земной коре.

В этих комплексах основные породы занимают лишь ограниченное и даже ничтожное место; они в них случайны. Этот факт может происходить из того, что основной материал имеет более высокую температуру плавления, чем кремнисто-глиноземистый. Тем не менее иногда мигматизируется диоритовый материал. К. Р. Менерт и В. Бюш [219] на это указывают в Шварцвальде, ФРГ. Интересная серия основных мигматитов описана Б. Э. Ликом [202] в провинции Коннемара в Ирландии. Это — породы с парагенезисом кварцевого диорита с порфиробластами андезина и лабрадора, обычно с амфиболом и часто с биотитом. Эта фация является продуктом конвергенции, обязанным метаморфизму всех пород участка: метагаббро и метаосадочных пород. Имеются постепенные переходы к этим породам и к агматитовым структурам. Обычно содержится менее 5% микроклина, иногда случайно больше (до 25%); автор принимает наложенный калневый метасоматоз.

Аналогичные породы известны в альпийском хребте Хидака в Японии, где обширные поля мигматитов с порфиробластами плагиоклаза развиты вблизи крупной габброидной серии [273].

С другой стороны, хорошо известна мигматитовая структура различных пересыщенных щелочами комплексов [274]. Но эти породы играют весьма незначительную роль в земной коре, тогда как гранитные мигматиты принимают значительное участие в ее строении.

Глава V. АССИМИЛЯЦИЯ ГРАНИТОМ

Гранитный массив в ходе развития и продвижения включает в свой состав вмещающие породы. Это явление, которое называется *ассимиляцией гранитом горных пород*, напоминает прогрессирующее растворение в жидкой среде или же метасоматоз в «смешанном состоянии» в смысле, указанном в гл. I. Оно устанавливается при наблюдениях, которые можно сделать на контакте гранита, и по включениям соседних горных пород, погруженных в гранит на некотором расстоянии от контакта.

Когда в контакте гранит обогащен химическими элементами, свойственными вмещающим горным породам, говорят, что он видоизменен в результате *эндоморфизма*. Ассимиляция есть не что иное, как гомогенизация эндоморфизованных частей гранитного массива и исчезновение включений.

Вмещающие массив породы являются объектом химико-минералогических видоизменений в пределах зоны, которую называют *ореолом массива*. Изучение ореола составит предмет гл. VI.

Ассимиляция распространяется на ту часть ореола, которая наиболее близка к граниту. Соблазнительно представить себе, что процесс рождения и становления гранита выражается теми явлениями, которые наблюдаются в полосе ореола, в краевой части гранита и во включениях. Эта точка зрения, которую разделяли А. Мишель-Леви и А. Лакруа, несомненно является справедливой в целом, хотя и несколько искусственной из-за невозможности точно учесть хронологию. Поскольку зафиксированная в настоящее время картина (ореол и включения, с одной стороны, и смежный краевой гранит, с другой) возникла в результате кристаллизации, протекавшей одновременно с обеих сторон, кристаллизация ореола в целом не предшествовала кристаллизации соседнего гранита. Кроме того, неизвестны кинематика процесса и нарушения равновесия, связанные с относительными движениями между гранитом и его обрамлением. Тот ореол, каким мы его рассматриваем, не представляет, таким образом, точно средю в момент ее превращения в гранит.

После того как мы займемся краевой фацией гранита, мы изучим включения, которые представляют собой остатки незавершенной ассимиляции. Вполне понятно, что их эволюции аналогична эволюции площадей ореола, наиболее близких к гранитному массиву.

КРАЕВАЯ ФАЦИЯ ГРАНИТА

Облик, который принимает гранит вблизи своих контактов, является различным и отражает крайнее разнообразие условий его образования. Когда пытаются анализировать причины, вызвавшие это разнообразие, обнаруживается *часто устанавливаемая двойственность гранитных явлений*: механические движения, сопровождаемые нередко массовыми перемещениями вещества, и рассеянная химическая миграция с метасоматозом. В интерпретации наблюдений сохраняется много неясного из-за невозможности уточнить относительную роль фактов обоих порядков и особенно хронологию эволюции каждого из них.

Виды контактовых гранитов

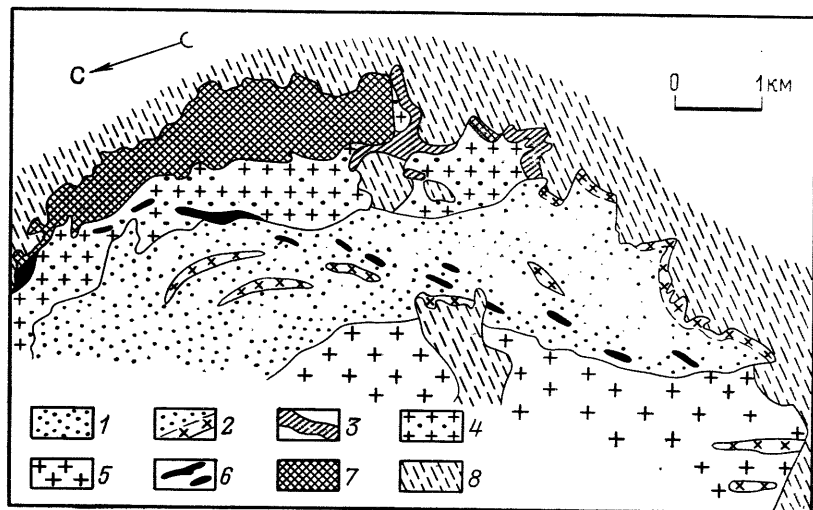
Контактовые граниты часто богаты включениями, иногда крупными. Если имеется много обломков и мало гранита, они переходят в «эруптивные брекчии». Другие замечательны жилой сетью аплитов и пегматитов, выделяющихся из них и распространяющихся в направлении к периферии за пределы контакта. Часто включения и жилы сопровождают друг друга; случается, что включения пересекаются жилами. В других местах инъектированные прожилки, переходящие во вмещающие породы, имеют форму неправильной, но очень плотной сети, местами тонко переплетающейся или послойно инъектированной; это — фация мигматитов. Развитые локально и исключительно в

краевых частях во многих локализованных массивах гранитов, они приобретают в анатектических гранитах мощность в сотни и тысячи метров.

Независимо от включений и жильной сети, краевой гранит часто приобретает гетерогенное строение на расстоянии, которое может изменяться от нескольких миллиметров до нескольких метров. Составляющие их кристаллы имеют неравные размеры, неравномерно распределены. Некоторые участки породы имеют очень тонкую, аплитовую зернистость. Другие же — более крупную, пегматитовую. Иногда порода напоминает порфир (микрогранит, гранофир) — своеобразный факт, к которому мы вскоре вернемся.

В микроскопическом масштабе эти наблюдения подтверждаются проявлением порфировой, иногда микролитовой фации, наподобие вулканической породы. Отмечается также гетерогенное строение: например, различают более или менее ограниченные микровключения, аналогичные, за исключением масштаба, тем, которые мы только что рассматривали. Часто гранит обладает резкой сланцеватостью, иногда достаточно проявленной и достаточно тонкой для того, чтобы быть очень четкой под микроскопом.

Так, южная окраина гранита Майен во Франции (при переправе через одноименную реку) представляет пример гетерогенной фации. На окраине гранита Фуа в Пиренеях близ Монтку-



Фиг. 12. Окраина гранита Брокен, Гарц, по О. Г. Эрдманисдёрферу [309]
1 — микропегматит; 2 — микролитовая кайма; 3 — аплит; 4—6 — гранит (4 — крупнозернистый, 5 — центральный, 6 — аэгитовый); 7 — диорит; 8 — роговники

стана находят любопытные образцы тонкополосчатого гранита. Гранит Ли возле Люшона, также в Пиренеях, имеет оторочку мигматитового облика с мощностью до 1—2 м. Гранит Брокен в Гарце имеет мощную краевую зону гранофирного состава (фиг. 12).

Эта структурная неправильность краевых гранитов свидетельствует о сильном и беспорядочном воздействии гранита на свою оболочку, причем за воздействием не последовала обычная завершенная гомогенизация, характерная для центральных частей массивов. Этот краевой гранит может быть дислоцирован в результате давления со стороны внутреннего гранита, который застывает позднее и испытывает между тем дифференциацию. Эти явления были обусловлены остановкой развития или поступлением гранита. Но так не всегда: некоторые контакты являются правильными с однородными породами. Мы рассмотрим различные разновидности контактов с химической и механической точек зрения.

Химизм краевых гранитов

Как отмечает С. Р. Ноккольдс [цит. по 235], контаминация гранита в контакте с известняками дает либо гранит повышенной основности с образованием известкового плагиоклаза, амфибола или пироксена, либо, реже, гранит видоизмененный путем потери одной или нескольких составных частей. Аналогичные факты наблюдаются в контакте с другими породами, когда гранит проявляет изменчивый облик: то он приобретает более темную окраску, т. е. переполняется железистыми и кальциевыми минералами, то он представлен более светлыми фациями, когда некоторые из этих веществ были, по-видимому, удалены из нормального гранита центра массива. Химическая миграция, которая является первопричиной этих модификаций, могла бы быть двух видов: либо центробежной, либо центростремительной по отношению к гранитному массиву. Мы увидим, что первый из них представляется более действенным.

В течение процесса формирования гранита его граница перемещается, в то время как те наблюдения, которые мы можем делать, касаются конечной стадии с явлениями, застывшими на этой стадии. Можно ли все же принять, что эти наблюдения дают картину того, что происходило в ходе эволюции гранита? Кажется, что в громадном большинстве случаев продвижение гранита должно было быть чрезвычайно медленным. Физико-химические условия и равновесное отношение с внешней средой были, таким образом, одинаковы во время движения гранита и в тот момент, когда его контакт остановился. Впоследствии, когда произошло охлаждение, условия изменились. Но, главное, кристаллизация в ореоле и в граните, примыкающем к контакту, указывает на повышенную температуру образования или, точнее, на температуру того же порядка, что и для нормального

гранита вдали от контакта. Отмечается, таким образом, самое начало фазы остановки, так что процессы кристаллизации зафиксировали находившиеся на месте химические составные части. Наблюдения над стадией остановки, которые мы можем сделать, дают, следовательно, картину химических веществ, которые в любое мгновение существуют вдоль контакта в ходе медленного продвижения гранита (во всяком случае не уточняя физического состояния среды). Однако, возможно, что некоторая часть химических составляющих, связанная с тем, что мы будем называть «поздним пневматолитом» (см. гл. VI), и давшая начало менее высокотемпературным образованиям, свойственна фазе остановки и не концентрировалась в контакте в фазы поступательного продвижения вперед: мы будем рассматривать этот эффект как побочный.

Химическая миграция совокупности определенных веществ распространяется в объеме таким образом, что она напоминает постепенно расплывающееся облако. Границу этого «облака» по отношению к пространству, еще не затронутому этими веществами, называют *химическим фронтом*. В следующей главе мы увидим, что можно представить себе развитие гранита, как связанное с последовательными химическими фронтами, которые перемещаются и следуют один за другим от массива в направлении периферии. Этот процесс читается в ореоле, но он позволяет также интерпретировать краевые фации гранита.

К. Тилли и его сотрудники описали несколько случаев, когда гранит в контакте с известняком или доломитом представлен на небольшом интервале щелочной фацией. Они показали, что это вытекает из обеднения гранита кремнеземом, глиноземом, железом, иногда натрием — веществами, поглощенными ореолом [341, 235]. Этот гранит характеризуется развитием пироксена, иногда щелочного, вместо нормальных биотита или роговой обманки, и иногда исчезновением кварца и соотношениями щелочей, отличными от соотношений в граните из внутренних частей массива.

В других, значительно более частых случаях краевые границы в основных контактах (известняки, доломиты, зеленокаменные породы) обогащены известью и магнезией; при этом их плагиоклазы становятся более кальциевыми, чем во внутренних частях, а содержание железомagneзильных минералов — более высоким. Основные элементы (Ca, Fe, Mg), соответствующие составу вмещающих пород, остались на месте или же перемещались в направлении наружу медленнее, чем щелочной фронт, предваряющий приход гранита.

Причина этой разницы в ходе различных химических миграций неизвестна. Как мы уже указывали, эта двойственность свойственна не только известковым и основным контактам. Вблизи сланцевых серий краевые граниты представлены более светлыми разностями, часто более мелкозернистыми, чем в цент-

ральных частях, и иногда переполнены мусковитом; или же, наоборот, это — граниты с большим количеством биотита, кордиерит-биотитовые граниты, иногда с андалузитом, силлиманитом, гранатом. Краевой гранит может обогащаться кварцем, может быть, благодаря обогащению водой, которая повышает его коррозионную способность и позволяет ему растворять кремнистый материал. Тем не менее центробежные фронты миграции кажутся наиболее действенными на контакте гранитов.

Другие перегруппировки могут происходить во внутренних частях массивов. Мы к ним вернемся ниже, рассматривая эндоморфизм вообще. Здесь отметим, что гетерогенность, как, например, краевые диоритовые штоки, эндоморфные или связанные с первичным, более основным привносом гранитной мобилизованной среды, сохраняется долго и в некоторых массивах довольно далеко от них и в конечном счете уничтожается в результате гомогенизации и химической диффузии их основного избытка. В том случае, если он (избыток) в конечном счете образуется из вмещающих пород и, наконец, рассеивается во всем гранитном массиве во время роста, это явление равноценно химической миграции соответствующих веществ извне внутрь массива.

Наконец, случаи, когда не наблюдается эндоморфных химических изменений ни внутри, ни по периферии гранита, могли бы возникнуть путем более свободной химической диффузии или при реоморфизме.

Постепенные или резкие границы

Постепенные контакты гранита слагаются породами фации мигматитов. Настоящему граниту предшествует чередование гранито-гнейсов (эмбрехитов) с более или менее зернистой и с более или менее ориентированной текстурой либо с незначительной, либо с большой мощностью (несколько тысяч метров в крупных анатектических массивах). Тектонические структуры окружающих пород, более или менее деформированных, обнаруживаются в мигматитах или граните в виде септ или шпир. Всю систему пересекают или проникают согласно жилы аплита, пегматита и самого гранита. Очевиден, по крайней мере в местном масштабе, некоторый реоморфизм.

Резкие границы, где контакт иногда может определяться сантиметром, могут быть различных видов. В них находят то «нормальный гранит», т. е. подобный граниту из внутренних частей массива, то беспорядочный и гетерогенный гранит. Подобная гетерогенность означает недостигнутое равновесие. Это может происходить при наличии пластов вмещающей породы, слабо подающихся ассимиляции, или нерегулярных последовательных фаз в процессе гранитизации, или некоторой «лени» гранита, обусловленной некоторой физической или химической недостаточностью фронтов. Уточнить невозможно. Важным фактором яв-

ляется реоморфизм, который мог бы объяснить резкий характер границы, особенно, если в контакте проявляется однородный гранит. Но реоморфизм следует исключать во многих случаях, когда видно, что гранит образовался на месте, поскольку он сохраняет тени тектонических структур, продолжающих структуры вмещающих пород.

За исключением случая реоморфизма, резкая граница говорит о «фронте зернистой фации», устанавливаемом по появлению plutонической структуры и, вероятно, соответствующем изменению физического состояния мобилизованной среды в ходе гранитизации. Этот фронт представляет собой границу гранита. Мы увидим, что он может быть в несогласии с химическими фронтами (с. 115) и может опережать основной фронт внешнего ореола.

Можно ли получить представление о физическом состоянии среды в ореоле перед фронтом зернистой фации, до остановки гранита и до завершения его кристаллизации? Можно допустить, что в этой среде уже существовало много минералов, которые в настоящее время мы наблюдаем в окончательно застывшем ореоле. Впрочем, можно видеть, как в процессе кристаллизации гранит действует на биотиты ореола и включений, раздвигая и рассеивая их и уничтожая их сланцеватую ориентировку. Следовательно, эти биотиты существовали до кристаллизации. С другой стороны, крупные полевые шпаты некоторых ореолов по природе и облику часто идентичны крупным полевым шпатам соседнего гранита. Логично предположить, что гранит их захватил при своем продвижении. На самом деле эти полевые шпаты были предвестниками гранита, так как они являются свидетельством алькализации ореола и весьма вероятно, что эта алькализация предшествует граниту в качестве промежуточной стадии.

Таким образом, среда перед активным фронтом зернистой фации представляла собой среду с повышенной температурой, где непрерывно развивались порфиробласты и тонкие метаморфические минералы. Мы можем добавить, что, хотя и твердая (сохранение стратиграфических структур), она была чрезвычайно пластичной и пропитанной пневматолитами (см. гл. VI). Фронт зернистой фации обнаруживается в особой кристаллизации, дополняющей уже существующие метаморфические минералы, и увеличивает и уравнивает размеры этих минералов, что вызывает полную перестройку структуры. Но физическое состояние среды позади этого фронта в то время, когда он являлся активным, т. е. медленно распространялся в стороны и вверх, неизвестно. Количество возможного аморфного вещества (стекловатого, жидкого или газообразного) не выяснено.

Порфировая краевая фация

Особым представляется тот случай, когда гранит в контакте принимает структуру микрогранита, напоминающего некоторые

вулканические порфиры. Например, гранит Ман, Центральное Марокко, образует массив в 15 км в поперечнике с четкой границей, секущей палеозойские сланцы и песчаники, смятые в складки в эпоху герцинской орогении. На южной окраине массива проявляется явно микрогранитная краевая зона шириной в несколько десятков или несколько сотен метров. Полевые шпаты размером в несколько сантиметров, погруженные в тонкозернистый мезостазис микрогранита, представлены пертитизированными ортоклазами, подобными крупным кристаллам полевого шпата самого гранита, который в значительной части массива порфировидный. От микрогранита к граниту имеется постепенный переход.

А. Демей [77] указывает на аналогичные случаи в Центральном Французском массиве. По данным Ж. Дилье [81], в частности гранит Этуаль на востоке и на севере имеет широкую кайму гранофира, затем микрогранита и имеется непрерывный переход между этими породами в указанном порядке от гранита к его контакту. Гранит Пельву в Дофинейских Альпах, изученный П. Термье [336], также переходит в тонкозернистые аплиты и микрограниты. Эти породы имеют явно тот же самый химический состав, что и нормальный гранит. Их породообразующие минералы также аналогичны. Развитие этих краевых форм имеет особый размах в массиве Комбейно, который господствует над перевалом Лотар. «Лишь изредка в массиве Комбейно можно видеть, как настоящий гранит непосредственно соприкасается со сланцами и гнейсами. Почти всегда он отделен от них весьма тонкозернистым аплитом или микрогранитом более или менее значительной мощности. В сланцах и гнейсах имеются также бесчисленные апофизы, одни аплитовые, другие же наиболее многочисленные — микрогранитные... В непосредственном контакте аплита или микрогранита слюдистые сланцы чаще всего изрешечены мелкими полевошпатовыми ядрами. Эти полевые шпаты идентичны тем, которые находятся в самой гранитной породе, т. е. они представлены альбитом и микропертитом». Наконец, мы уже отмечали гранофир из окраины гранита Брокен (см. фиг. 12).

Нужно ли интерпретировать подобные порфировые оторочки как магматическую фацию, образованную в условиях, близких к условиям вулканизма? Некоторые наблюдения побуждают к осторожности в отношении такой интерпретации. П. Коллон [64], повторяя прежнее наблюдение А. Мишель-Леви в микрограните Монблана, отметил в микрограните, залегающем в виде дайки на юго-западе Центрального Французского массива, поздний рост крупных фенокристаллов ортоклаза, включающих более мелкие фенокристаллы кварца, плагиоклаза, биотита, с пойкилитовой микроструктурой как при метаморфической кристаллизации. А. Демей [77] сделал аналогичные наблюдения в микрогранитах, проявляющих две или три эпохи кристаллизации. Таким образом, для некоторых гранит-порфиров не представляет ниче-

го неправдоподобного метасоматоз, приводящий на месте к увеличению крупных кристаллов в уже более или менее консолидированной породе.

Если изучать под микроскопом вышеупомянутый микрогранит Ман, он проявляет различный облик. То это — гранофир, в котором микропегматит разъедает крупные кристаллы ортоклаза; то это — микрогранит без особой структуры, не считая кристаллов двух размеров; то он содержит порфировидный кварц, пойкилитически включающий другие кристаллы или бипирамидальный среднезернистый кварц. Иногда даже намечается тенденция к структуре рапакиви (ортоклаз, окруженный оболочкой олигоклаза). Эти вариации обозначают нарушения равновесия или неправильности, связанные с местными условиями. Они показывают также, что крупные кристаллы, полевой шпат и кварц прошли длительную эволюцию и не представляют строго «первого периода» кристаллизации как в магматических породах. Наконец, следует подчеркнуть, что в противоположность крупным кристаллам вулканических порфиров, которые были транспортированы магмой, крупные кристаллы полевых шпатов гранитпорфиров краевой оторочки, по-видимому, образовались на месте, так же как и полевые шпаты нормального гранита массива и как полевые шпаты, развитые иногда в ореоле (однако не в Мане, где ореол не обнаруживает явной фельдшпатизации).

Итак, альтернатива следующая. Идет ли речь об явной конвергенции между неправильными типами краевого гранита и микрогранитовыми фациями риолитовых лав? Или же нужно признать, что локально по окраине гранитов произошло частичное плавление? Бипирамидальный кварц, редкий за пределами вулканических пород, был бы в этом смысле аргументом, как это отмечает А. Демей. Однако наличие микрогранитной оторочки гранитных массивов далеко не является всеобщим и в массивах, где оно осуществляется, оно бывает лишь частичным и локальным. Очень часто случается, что в геологическом окружении гранита не наблюдается никаких вулканических проявлений. Следовательно, первая гипотеза альтернативы представляется предпочтительной. Однако в гл. XV мы рассмотрим в широком плане неоспоримые соотношения некоторых гранитов с вулканизмом.

Орбикулярная фация

Орбикулярный гранит, встреченный в ряде случаев, преимущественно в Финляндии, является исключительно краевой фацией некоторых гранитов или диоритов. Его протяженность может достигать нескольких метров. Иногда он связывается с гранитами разнородного строения, мигматитовыми или с включениями боковых пород [314, 101, 317, 318].

Порода образована из сфероидальных нодулей сложного строения, до нескольких дециметров в поперечнике, погружен-

ных в гранитный мезостазис. Ядро нодулей может представлять грубозернистый агрегат кристаллов плагиоклаза (обычно олигоклаза), ассоциирующих иногда с небольшим количеством других гранитных минералов; оно может быть гранитом, аналогичным мезостазису; оно может также состоять из эналлогенных включений. Иногда по периферии это ядро окружается каймой микроклина. Вещество нодулей вокруг ядра образовано из некоторого количества попеременно светлых и темных concentрических оболочек сантиметровой или миллиметровой толщины. Светлые оболочки состоят из олигоклаза, все более и более тонкозернистого в самых внешних слоях и более мелкозернистого, чем мезостазис; темные оболочки представляют собой зоны, обогащенные биотитом и иногда амфиболом.

Чаще всего кристаллизация ядер и их оболочек проявляет более или менее совершенное одновременно радиальное и concentрическое расположение. Полевые шпаты имеют тенденцию к радиальному удлинению (удлинение, перпендикулярное плоскости 100); биотиты размещаются тангенциально согласно своему основанию; роговые обманки располагают тангенциально свою плоскость 100. В некоторых случаях одновременно проявляется тенденция к радиальному удлинению биотитов в виде призм, перпендикулярных основанию, и аналогичного удлинения роговых обманок путем развития призм, перпендикулярных плоскости 100, как для полевых шпатов. Иногда в полевых шпатах ядра и оболочек микроскоп показывает развитие мирмекита.

П. Эскола интерпретировал орбикулярную фацию как метасоматический процесс с кристаллизацией, направленной от центра сфер наружу. Речь, таким образом, по-видимому, шла о центробежной миграции более основного вещества ядер или включений в окружающем граните в ходе образования этого гранита. В то же время ядра подвергаются гранитизации иногда с кристаллизацией микроклина. Через периферические оболочки сфер должен был бы происходить некоторый химический перенос в обоих направлениях.

Наблюдатели поражались деформациям сфер либо в контакте друг с другом, либо в результате коррозионного и механического воздействия окружающего гранита на оболочки. Например, П. Юпе [158] отмечает, что сферы из краевого гранита Неувель, Верхние Пиренеи, близ моста Эстарань, соприкаясь друг с другом, взаимопроникают друг в друга «наподобие яиц, сваренных в мешочек, когда их прижимают друг к другу». Во время своего развития сферы должны были быть пластичными и деформируемыми, а среда должна была быть наделена некоторой текучестью. Из этого Я. И. Седерхольм делал вывод, что вся система должна была иметь студенистую консистенцию, что ему подсказывало аналогию с «кольцами Лизеганга». С другой стороны, центробежный характер кристаллизации проявляется в том, что в некоторых случаях внутренние слои были деформиро-

ваны и частично резорбированы до кристаллизации внешних слоев.

По мнению П. Эскола, этот центробежный характер вытекает также из расположения кристаллов. Темные слоистые оболочки биотитов, возможно, обязаны давлению при расширении полевошпатовой массы ядра в ходе кристаллизации. В то же время «в течение роста сферы расположенные тангенциально кристаллы биотита и роговой обманки могут продолжать свое развитие и приобрести мало обычную призматическую форму: роговой обманки, перпендикулярную к 100, а биотита — параллельную оси С».

Орбикулярные граниты встречаются в гранитах и диоритах различного состава и особенно по соседству или внутри мигматитов. Это явление дает пример *основного фронта*, распространяющегося в малом масштабе при развитии гранитизации пород, посторонних граниту и имеющих более основной состав, чем завершенный гранит. Ритмичное проявление этой эволюции остается загадкой. Сферы обычно имеют несколько одинаковых концентрических оболочек, иногда десятков, весьма правильных и имеющих миллиметровую толщину. Этот ритм приписывают действию диффузии. С другой стороны, мирмекиты в полевых шпатах овоидов согласуются с гипотезой метасоматоза в образованных кристаллах.

Фация рапакиви

Фация гранита рапакиви, хорошо известного в Финляндии, Швеции и на Украине, представляет собой другой особенный случай. Она развивается по окраине некоторых гранитных массивов или же слагает выходы протяженностью в несколько километров или иногда более крупные как, например, Выборгский массив площадью 18 000 км². Эти выходы представляют собой, вероятно, плоские, относительно маломощные массивы. В Выборгском массиве устанавливается несколько небольших «окон» и в одном из них даже разрабатывают подстилающие известняки. Х. Г. Баклунд [6] описывает главные характерные черты этих гранитов. Пластообразное строение этих массивов проявлено очень четко. Но клоосовская тектоника (см. гл. VII) батолитов или обычных стратиформных массивов в них не обнаруживается. Рапакиви особенно подвержены изменениям и некоторые горизонты буквально распадаются в пыль, даже вдали от метеорного выветривания, что доказано бурением. Впрочем, эта способность к изменению оказывается различной в различных массивах. Термин «рапакиви», введенный Я. И. Седерхольмом, означает по-фински «гнилой камень».

Исследование этих пород было проведено В. Валем [368]. Их структура характеризуется овоидными кристаллами калиевого полевого шпата (ортоклаз, иногда микроклин) размером до нескольких сантиметров, окруженными тонкой корочкой олиго-

клаза и обособленными в окружающем граните. В некоторых типах эта корочка отсутствует. Овоиды содержат мелкие включения минералов гранита, расположенные концентрически и часто повторяющиеся в виде последовательных зонок. Кварц включений или периферии овоидов часто образует с полевым шпатом микропегматитовую структуру. Некоторые рапакиви имеют микролитовый кварц. В различных разновидностях этих гранитов, в мезостазисе весьма постоянно наблюдается бипирамидальный кварц: по мнению Э. Вегманна это, по-видимому, составляет главную характерную черту рапакиви. Слюда богата железом. Почти всегда повышенное содержание фтора (флюорит). Пегматиты редки и отсутствуют контакты с грейзенами.

Некоторые овоиды оказывают на контакте друг с другом взаимное воздействие, как будто после своего образования и до завершения своей кристаллизации они были пластичными. В некоторых случаях центр кристалла калиевого полевого шпата сложен гранитным агрегатом, подобным мезостазису (это напоминает некоторые нодулы орбикулярного гранита). Овоиды рапакиви часто встречаются в породах ореола или во включениях внутри гранита. Наконец, в Финляндии этот вид гранита ассоциирует с эффузивными риолитами, содержащими те же самые овоиды. Так, например, кварцевые порфиры острова Гогланд связаны с Выборгским массивом рапакиви.

Опираясь на физико-химические диаграммы равновесия Боуэна, Таттла и сотрудников, Д. Б. Стьюарт [322] интерпретирует рапакиви, исследуя кристаллизации теоретической магмы (ортоклаз, альбит, анортит, кремнезем, вода). Если бы равновесия между различными фазами постоянно соблюдались, то структура рапакиви не образовалась бы. Но он показывает, что некоторые нарушения равновесия, имеющие, впрочем, ограниченный размах (потеря летучих, замедление реакции), могли бы вызвать резорбцию калиевого полевого шпата и осаждение плагиоклаза: отсюда, образование овоидов. А. Саволати [303] показывает также, что правила Боуэна и Таттла могут объяснить эту кристаллизацию. Однако процесс, описанный Д. Б. Стьюартом, выявляет необходимость нарушений равновесия случайного характера. Но мы думаем, что понадобилось бы некоторое стечение исключительных обстоятельств для того, чтобы эти аномалии не стерлись в процессе медленной эволюции магмы, и для того, чтобы они могли сохраниться зафиксированными в структуре завершенной породы. Эти исключительные обстоятельства также имели бы мало шансов возникнуть при простом охлаждении гомогенной магмы. Таким образом, предшествующие объяснения не являются абсолютно убедительными.

Э. Вегманн [382] изучил массивы южного побережья Гренландии и в некоторых из них установил оторочку со структурой рапакиви, имеющую мощность, измеряемую метрами или десятками метров. Впрочем, в шведских рапакиви типовая фация с

хорошо образованными овоидами также иногда имеет ограниченную протяженность в общем массиве: она также может быть краевой. В этой краевой фации гренландских гранитов Э. Вегманн отмечает обилие включений, придающих породе облик агматита. «Рапакиви, по-видимому, не проявляется в отсутствие подобных включений». Далее от контакта гранит пронизан дайками пегматита. «Пегматитовые растворы поднимаются в зону рапакиви, но там они преобразуются именно в рапакиви» и в них исчезают.

Образование овоидов подсказывает метаморфический процесс, развивающийся либо за счет гранитного вещества в ходе эволюции, либо за счет инородных пород включений или ореола. Помимо гипотезы Х. Г. Баклунда о преобразовании путем гранитизации в твердом состоянии, мысль о метаморфическом характере рапакиви поддерживалась различными авторами (П. Эскола, Ф. К. Дрешер-Каден). Л. Дж. Д. Фернандо [цит. по 279] приводит строение овоидов в конечную натровую фазу, установленную в некоторых гранитах (см. гл. II): «Строение рапакиви находится в тесной связи с замещением, ассоциирующим с общим процессом фельдшпатизации. Очевидно, что кайма плагиоклаза явно является каймой замещения и коррозия полевого шпата также совершенно очевидна... Рапакиви представляет собой прерванные стадии в замещении калия натрием». Мнение Х. Томаса и У. Кэмпбелла-Смита [340] по поводу овоидов рапакиви, наблюдающихся на контакте гранита Плуманаш в Бретани с древним габбро, аналогично (не касаясь причины и механизма). Базификация этого гранита в ходе его образования, производимая путем изъятия калия (развитие биотита во включениях габбро), помешала калиевому полевому шпату продолжать кристаллизацию, растворила по сфере край уже образованных микроклинов и окружила их корочкой олигоклаза.

Однако существует другая гипотеза: в отдельных точках могло сохраниться обогащение среды калием — концентрация этого калия. Она опирается на созидательную роль, приписываемую потуплению и диффузии пегматитов. Подобное селективное развитие небольших местных концентраций калиевого полевого шпата в форме овоидов (порфиобласты) имело бы следствием местное обогащение натрием и известью в их непосредственном окружении. Сам рост овоидов путем собирательной кристаллизации оказывал бы химическое действие на среду и вызвал бы на конечной стадии образование олигоклаза.

Обе гипотезы имеют общее в длительном нарушении химического равновесия между центрами калиевой кристаллизации и мезостазисом: или последний обедняется калием в результате внешних причин, или же калиевые центры все более и более обогащаются калием в результате диффузии вещества пегматитов и образования ортоклаза путем собирательной кристаллизации.

Замечательной характерной особенностью рапакиви является сферичность овоидов, необычная в фенокристаллах плутони-

ческих пород и в фенобластах метаморфических, так же как и резкость смены ядра корочкой. Что касается промежуточных оболочек включений ядер, то они могут возникать при остановках и возобновлении роста ядер, как в ряде порфиобласт различных горных пород. Эта своеобразная структура рапакиви предполагает спокойную, хотя и относительно деформируемую среду: «вжатые» овоиды; иногда реоморфизм, дающий эффузивный облик. Мнение Э. Вегманна о диффузии пегматитового вещества, исходящее из полевых наблюдений и из богатства этих пород рассеянными пневматолитовыми элементами, фтором и радиоактивными элементами (Баклунд), кажется вполне обоснованным. Но значительного привноса из подстилающего гранита не было, последний гомогенизировал бы и разрушил эти хрупкие структуры. Мелкие микроролитовые концентрации доказывают легкий избыток остаточных растворов.

Однако подобные условия исключительны в образовании гранитов. Кроме этого, граниты рапакиви имеют различный химический состав. Это разнообразие могла бы объяснить гранитизация агматитов, способная произвести рапакиви. «Эти граниты, — пишет Вегманн, — были образованы за счет весьма разнообразных исходных пород, имеющих весьма различный возраст». Он наблюдал «шлифы рапакиви, в которых виден как оливин, так и кварц*». Известны также антирапакиви с плагиоклазом в центре овоидов и калиевым полевым шпатом вокруг».

Рапакиви, по-видимому, обнаруживают эволюцию, отличающуюся в различных случаях. Если некоторые могут возникнуть путем преобразований почти на месте на окраине крупных массивов обычного гранита, другие же имеют интрузивный характер малых глубин. Так, вероятно, обстоит дело в Фенноскандии. По мнению А. А. Полканова [264], все известные тела рапакиви Фенноскандии размещаются вблизи крупной флексуры широтного простиранья, созданной в конце верхнего докембрия и протягивающейся на 1300 км от Онежского озера вдоль Финского залива до Швеции.

Интрузии, в форме мощных конкордантных или дискордантных плит, связаны, по-видимому, с радиальными разломами, сопровождающими эту флексуру. В более крупном масштабе Э. Вегманн отмечает, что эти граниты занимают дугу круга от Украины до Южной Гренландии и, может быть, до Баффиновой Земли.

ВКЛЮЧЕНИЯ

Во многих гранитах, особенно возле их контакта, встречаются включения угловатых или округленных блоков различного размера, часто, но не всегда, происходящие из вмещающих пород, захваченных гранитом. Разнообразие и сложность включе-

* Личное сообщение Э. Вегманна. Эти образцы происходят с Украины. По В. Мармо [212], оливин в рапакиви представлен фаялитом.

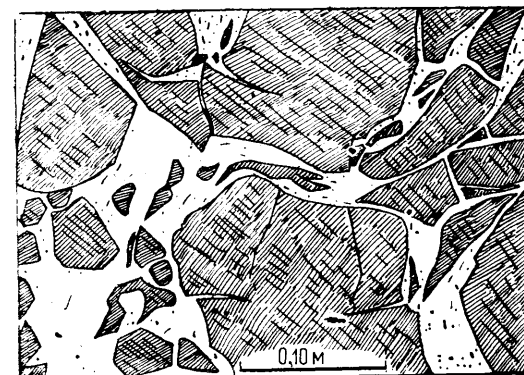
ний отлично представлены в книге Ж. Дидье [81]. А. Лакруа [196] среди этих включений различает *эналлогенные* и *эндополигенные*. И те и другие не следует смешивать с его *гомеогенными* включениями, которые происходят не из вмещающих пород, а представляют собой мелкие массы дифференцированного гранита, имеющие иной состав по сравнению с окружающим гранитом, и связаны с его недостаточной однородностью. Различие часто бывает далеко не простым, как это следует из книги Ж. Дидье. Вопрос о гомеогенных включениях мы откладываем до гл. VIII, а пока займемся включениями, происходящими из вмещающих пород.

Интересной, но еще мало изученной категорией являются, по-видимому, *включения минералов* (циркон, кварц, турмалин и др.), которые могли происходить непосредственно из существовавших ранее пород и сопротивляться гранитизации. Их называют *ксенокристаллами*. Отличить их от минералов, кристаллизовавшихся в ходе гранитизации, обычно очень трудно. Ограничимся включениями горных пород.

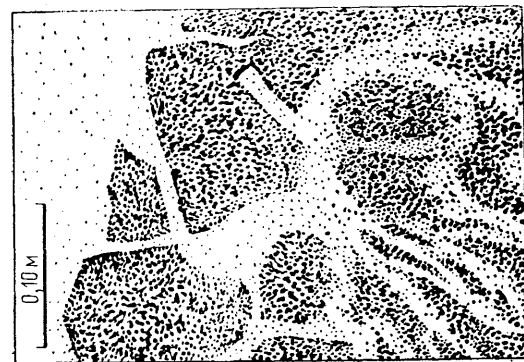
Эналлогенными включениями, или *ксенолитами*, являются такие, которые сохранили облик вмещающих пород, но были более или менее перекристаллизованы. В них находят сконцентрированные на малом расстоянии все типы, которые создает контактовый метаморфизм в стенках массива в зависимости от характера пород (см. гл. VI). Осадочные или филлитовые сланцы дают более или менее кристаллические слюдистые сланцы, часто богатые андалузитом, гранатом или силлиманитом, или лептинолиты, характеризующиеся тонкой импрегнацией полевых шпатов. Мергели дают разнообразные роговики с эпидотом, амфиболом, биотитом, гранатом, полевым шпатом или ленточные скарны (фиг. 13).

Эндополигенными включениями являются такие, которые занимают место эналлогенных включений, усвоенных или метасоматически замещенных гранитом. Они могут напоминать сегрегации, обязанные дифференциации гранита, т. е. гомеогенные включения, но они могут отождествляться по их переходу в эналлогенные включения через промежуточные типы. Этим остаткам преобразования часто дают имя «*реститы*» (*restites*). Впрочем, часто подобные включения сохраняют свою первоначальную слоистость, если речь идет о блоках первоначально осадочных пород, или же что-нибудь из своей исходной структуры, если эти блоки происходят из изверженных пород, более ранних, чем граниты (фиг. 14). Они проявляются, например, как небольшие массы сланцеватого гранита, переполненного биотитом и содержащего обильные акцессорные минералы, или как округлые богатые амфиболом мезократовые массы в более светлом гомогенном граните. Эти мезократовые участки могут иметь неясную долеритовую структуру, что говорит о их происхождении из основной изверженной породы, более ранней, чем гранит.

Фиг. 13. Эналлогенные включения, по М. Лелюбру. Угловатые блоки диорита в граните. Массив Примель, Финистер, Бретань



Фиг. 14. Инъекционная брекчия в ходе ассимиляции, по М. Лелюбру. Блоки древнего диорита в граните. Массив Примель, Финистер, Бретань



Именно в этом последнем случае эндополигенные и гомеогенные включения трудно различимы. Разрешить вопрос может изучение вмещающих пород за пределами гранитного массива, если эти породы содержат материал, идентичный тому, который мог послужить источником для изученного включения. Несомненно, в разрешении этой проблемы могут внести вклад тонкие химические исследования (элементы-примеси, изотопы).

Микрозернистые диоритовые включения во многих герцинских гранитах во Франции, выявленные М. Роком и Ж. Дидье [85] и Ж. Дидье [81, 82], соответствуют эруптивным образованиям, несколько более ранним, чем гранит. Так как породы этого типа не обнаружены в окружающей среде, они, вероятно, связаны с ранней стадией гранитной дифференциации. Мы к этому вернемся в гл. VIII.

Включения, происходящие из вмещающих пород, дают картину последовательной абсорбции этих пород гранитом, т. е. *ассимиляции*, составляющей продолжение контактового мета-

морфизма. Явление оказалось приостановленным охлаждением и зафиксированным в один из моментов его эволюции, что позволяет его изучать, наблюдая промежуточные стадии.

Механизм образования. Подвижность или фиксированность включений

Как мы увидим в следующей главе, срезания и растяжения в ореоле особенно определяют пневматолитизированные поверхности, вдоль которых вещество развивается либо в виде метаморфических минералов, либо в виде диффузных гранитов или в виде аплитов. Менее деформированные интервалы, подобно ядрам, дольше сопротивляются фронту гранитизации. Если процесс приостанавливается, вокруг ядер кристаллизуется гранит и они образуют эналлогенные включения метаморфического облика. Если процесс продолжается, то включение само становится гранитом, но не так просто, как его периферия (по причине его массивности?), и долгое время остается на эндополигенной стадии. Обычно наблюдается, что ксенолиты более или менее совершенно ограничиваются поверхностями вдоль преобладавших прежде систем трещин отдельности [37].

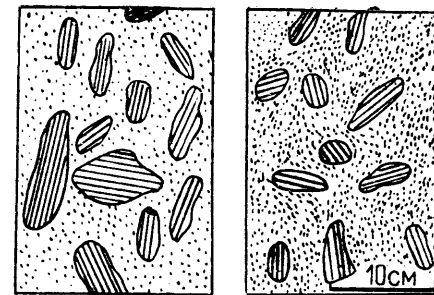
Априори казалось бы просто определить путем наблюдения, оставались ли включения в ходе гранитизации на месте или же они были вовлечены в движение среды, аналогичной жидкой или вязкой магме. Ничего подобного, так как многие наблюдения противоречивы или могут быть интерпретированы различными способами. Короче говоря, это — вопрос степени *реоморфизма*.

В пользу фиксированности включений вспоминается классическое наблюдение линейного расположения включений, продолжающегося в граните некоторые пласты вмещающих пород. Такие линейные расположения иногда обнаруживают *теневую стратификацию*, как ее называет Х. Х. Рид [281], когда состав включений соответствует стратификации образований вне массива. Подобные включения иногда достигают размеров в сотни метров: граниты Керигю, Тишка, Ростренен (см. фиг. 16, 64, 65).

Продолжения этих зон включений внутри гранита иногда совпадают с полосами гранита, отличающегося химически и имеющего гибридный облик, которые отмечают место соответствующих ассимилированных толщ. Укажем гранит Ли-Кайауа, Центральные Пиренеи [275, 51] (см. фиг. 6). Другой замечательный пример теневой стратификации представлен гранодиоритом Торр, Ирландия [261].

Напротив, могут быть приведены некоторые наблюдения, свидетельствующие о движении включений в жидкой среде. Ж. Конье [60] возле Сент-Назера, Бретань, описал размещение включений эмбрахитов в граните (фиг. 15). Это — эналлогенные включения, при этом гнейс значительно более древний, чем гранит. Его наблюдения в двух пунктах показали, что эти весьма

Фиг. 15. Перемещенные включения в граните, по Ж. Конье



сближенные включения создают впечатления брекчии. «Составные части образованы кусками с округлыми очертаниями, явно вытянутыми вдоль их плоскостей наслоения и не превышающими 10 см в длину. В своей совокупности они грубо параллельны друг другу, а также ориентировке гранита. Но нередко встречаются составные части, наклоненные или даже перпендикулярные общей ориентировке. Ориентировка гранита иногда выражена довольно резко, что позволяет увидеть, как нити биотита обигают эти части. По этим фигурам включений кажется трудным ставить под сомнение состояние, соответствующее полутекучести гранита в момент его становления. Куски, имеющие косое или поперечное расположение, слишком перемещались относительно друг друга в различных направлениях для того, чтобы можно было думать о кристаллизации в твердом состоянии в предварительно деформированной породе, тем более, что при такой гипотезе было бы неправдоподобным не найти ни одного обломка эмбрахита, несущего следы этих деформаций. Наоборот, все они показывают совершенное линейное расположение их составных частей. Добавим к этому, что из-за ориентировки биотита гранит приобретает подобие некоторой флюидальности, оконтуривающей включения». Однако Р. Перрен и М. Рубо [258] оспаривали значение этих наблюдений, так как по соседству они отметили присутствие мигматитов, «местами чрезвычайно причудливо изогнутых». Итак, различная ориентировка включений могла бы соответствовать первоначальной ориентировке различных частей смятой в складки породы, затем в момент гранитизации, раздробленной на месте. Это заставляет нас коснуться *трудности получения решающих доводов*, исходя из локальных наблюдений, и необходимости по возможности наиболее полного структурного анализа на достаточно обширной площади.

Н. Р. Мартен [215] в известном граните Фламанвилль, Нормандия, отмечает присутствие включений с различной историей кристаллизации в одном и том же блоке гранита. «Один из ксенолитов усеян крупными кристаллами роговой обманки, а другой — порфиробластами полевого шпата. Различие может быть обязано их включению в состав гранита в различное время или

различию их первичного состава или происхождения. Между тем остается факт, что оба ксенолита, испытывавшие равным образом перекристаллизацию, были привнесены совместно без изменения». Этот факт, и наблюдение различных структурных черт массива, приводят автора к мысли, что вещество во время своего становления диапировым путем представляло собой отчасти вязкую жидкость.

По Р. А. Дэли, граниты (которые по его мнению являются преимущественно магматическими) внедряются на место путем «потолкоуступной разработки» («overhead stopping»), термин горняков, обозначающий разработку снизу вверх, обрушая малопомалу блоки. При этой гипотезе мы должны были бы часто видеть ксенолиты, перемещенные сверху вниз. Э. Вегманн пишет: «Довольно редки наблюдения в отношении этого явления, которое должно было происходить понемногу повсюду. Напротив, они нередки для включений, перемещенных вверх. Я знаю один случай в Южной Гренландии, когда обломки были перенесены более чем на 1000 м вверх. В этом случае масса, которая их переносила, не могла быть жидкостью в обычном смысле слова. Лед также несет обломки более плотные, чем он сам, соленосные породы, которые приподнимают даже базальты». И еще: «В кровле некоторых массивов находят перемешанные обломки различных пород, не имеющие ни взаимной ориентировки, ни ориентировки по отношению к обрамлению». Он напоминает одну местность острова Брунскер в Финляндии, где подобные агматиты имеют протяженность в несколько километров в кровле гранита Онас. Они воспроизводят в значительно более крупном масштабе вышеуказанное наблюдение в граните Фламанвиль.

В граните Пик Лонг массива Неувель, Центральные Пиренеи, П. Юпе [158] отмечает: «В некоторых пунктах, где эруптивный контакт под прямым углом срезает напластование осадков, эналлогенные включения, вместо того, чтобы быть на продолжении пластов, располагаются параллельно контакту; и обратно, когда контакт является параллельным пластам, включения располагаются по отношению к нему под косым углом. Следовательно, они подверглись перемещению, возможному только в пластичной среде».

Однако, возобновляя впоследствии свои наблюдения по ориентировке включений в граните Неувель, П. Юпе [160] предложил другую интерпретацию, данную в качестве рабочей гипотезы и основанную на трещиноватости, связанной с гранитизацией, т. е. предшествующей и сопровождающей во времени гранитизацию. Он дает определение *фасматокластическим* включениям, которые представляют собой хлоритизированные и турмалинизированные следы мелких трещин в граните, залеченных при завершении гранитизации и включенных в нее. Он пишет: «В изученном секторе статистическая ориентировка эндополигенных включений в целом совпадает с ориентировкой фасматокластиче-

ских включений. Из этих наблюдений (около 3000 замеров), по видимому, вытекает мысль о том, что гранитизация с самого начала осуществлялась на жестком материале. Такая статистическая ориентировка эналлогенных и эндополигенных включений не может возникнуть при перемещении остатков вмещающих пород в пластичной среде... Совсем наоборот, речь, вероятно, идет о первоначальном расположении. Эти включения являются, по видимому, древними тектонитами в смысле А. Борна [29], а их ориентировка — ориентировкой главных трещин, которые дали им начало. Фасматокластические включения, вероятно, являются остатками этих самых трещин. Часто наблюдаемый (и частично подтвержденный в Неувеле) параллелизм между контурами гранитного массива и включениями его периферии просто означает, вероятно, что система особенно густых трещин предвосхищала размещение будущего массива, ограничивая его». Эти наблюдения П. Юпе заставляют пересмотреть некоторые аналогичные замечания Б. К. Кинга и А. М. де Свардта.

В конечном счете мы думаем, что имеются случаи гранитных контактов без реоморфизма и случаи — с некоторым реоморфизмом. Однако нельзя считать установленным, что реоморфизм гранита способен достигать чаще всего большого размаха и вызывать весьма значительные массовые перемещения гранитного вещества в магматическом состоянии. Мы подходим здесь к *проблеме гранитного диапиризма* (главы III и VII). Когда периферия гранита сопровождается породами эффузивного облика, несколько более ранними или одновременными, возможно, что реоморфизм принимает большой размах. Но пластичный диапиризм (пример со льдом) вполне мыслим в значительно более крупном масштабе, чем реоморфизм.

Химическая эволюция включений

Включения проявляют воздействия, аналогичные тем, которые развиваются в ореоле и которые мы рассмотрим в следующей главе. Мы увидим, что они могут определяться наложением основного химического фронта (Ca, Fe, Mg), затем щелочного фронта (щелочи и кремнезем), распространяющихся в горные породы из гранита, при этом второй как бы гонит перед собой первый. Таким же образом вокруг включений часто наблюдается тонкая кайма основного состава мощностью от нескольких миллиметров до нескольких дециметров, обогащенная меланократовыми минералами, особенно биотитом. Иногда она окружается лейкократовой зоной аналогичной мощности, обогащенной полевым шпатом. Между тем характерные черты небольшого участка каждого включения дают место к перекрытию результатов воздействий, которые следуют друг за другом в одной и той же точке. Явление от этого становится неясным. Следовало бы иметь возможность составить баланс двустороннего обмена

между гранитом и включением; но каким образом принять в расчет эти последовательные события?

Когда светлая полевошпатовая полоска окружает темную кайму и когда последняя явно более богата железом и магнием, чем включение, эта картина надлежащим образом воскрешает в памяти основной и щелочной фронты, упоминаемые Дорис Рейнольдс, застывшие в ходе своего центростремительного продвижения от гранита к включению. Но так как в конечном счете включение должно быть все же преобразовано в гранит, совершенно необходимо, чтобы проявилась и центробежная миграция. Мы бы охотно думали, что оба процесса реальны, но развиваются последовательно с некоторым фракционированием химических элементов.

Полоски биотита предполагают значительную миграцию вещества. Изучая основные роговообманковые включения в гранитах Коннектикута и района Адирондак, Нью Йорк, М. С. Уолтон [370] отмечает, что их биотитовая кайма формируется при преобразовании роговой обманки в результате диффузии калия из окружающего гранита. Это подтверждается тем, что последний, в непосредственной близости от включений, обеднен калием, а вокруг них обогащен альбитом.

Вообще, песчано-глинистые включения быстро принимают гранитный облик после биотитовой стадии контактового метаморфизма и, прежде чем полностью исчезнуть в его недрах, сначала переходят в гранит со структурой, несколько отличающейся от соседнего гранита. Долго сохраняются фельдшпатизированные основные включения, аналогичные диоритовым гнездам. В самом начале полевошпата во включении развивается путем развития отдельных порфиروбласт калиевого полевого шпата, аналогичного полевым шпатам окружающего гранита.

Разница в поведении кислых и основных включений объясняется Н. Л. Боуэном [31] гипотезой о растворении включения гранитной магмой. В ходе фракционной кристаллизации магмы она растворяет те включения, состав которых эквивалентен еще не осажденным фракциям (например, песчаные включения), но не может непосредственно растворить основные включения, состав которых аналогичен уже закристаллизовавшейся фракции. Магма ограничивается тем, что воздействует на эти основные включения со стремлением преобразовать их в более развитый член кристаллизационного ряда, становящийся в конечном счете ассимилируемым. Однако нам для объяснения этих фактов не кажется обязательным прибегать к действию магмы. Скорее, если мы допустим метасоматический процесс, работа метасоматоза является более значительной во втором случае, чем в первом. Избыточные вещества, которые должны быть удалены, более обильны в основных включениях и временно скапливаются на периферии в виде темной полоски. В кремнисто-щелочных включениях избыточный биотит более терпим и часто не-

которое время сохраняется в виде крупных пятен более слюдистого гранита, чем окончательный нормальный гранит.

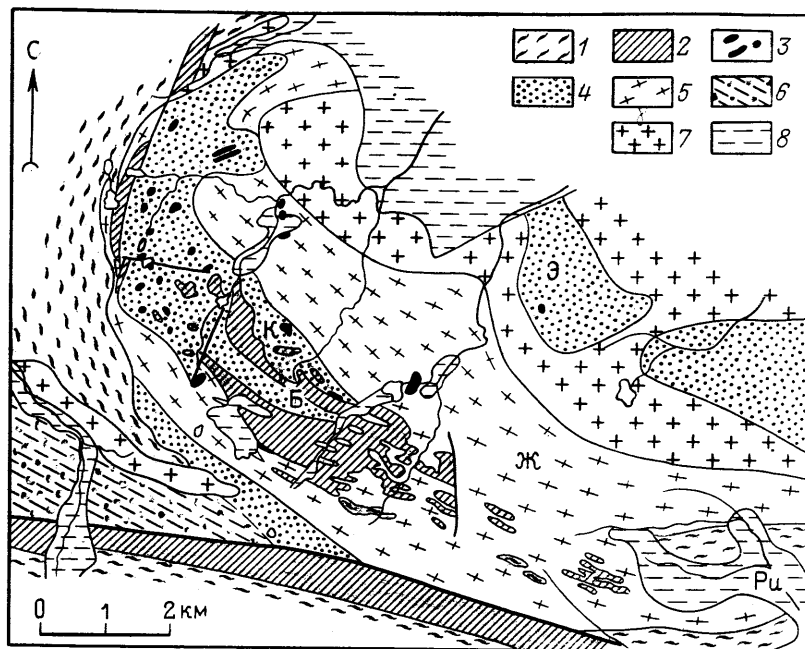
ЭНДОМОРФИЗМ

Случается, что эндоморфизованные фации гранитоидов, которые мы отметили возле границ, сохраняются далеко внутри массивов вместо того, чтобы слагать эфемерную, быстро распадающуюся полосу. Некоторые гранитные массивы включают протяженные зоны, весьма богатые включениями, а также более или менее крупные участки, петрографический тип которых напоминает анатектиты некоторыми разнородностями, подобными теням существовавших до гранитизации толщ. В таком случае кажется, что весь гранитный массив затронут эндоморфизмом.

Примером этого является гранит Северных Вогезов. Ассимиляция вулканического материала девонского возраста гранитами Шамп-дю-Фё и Ховальд создала между ними интересную зону кварцевого диорита шириной около 1 км и прослеженную приблизительно на 15 км параллельно простиранию формаций [170, 96]. И. П. фон Эллер описал «диоритизацию» вулканических формаций, создающую красивые горные породы с разнообразной структурой.

Известный гранитный массив Керигю герцинского возраста в Пиренеях Арьежа, объект классических исследований А. Лакруа [191, 192], долгое время рассматривался как наиболее замечательный пример эндоморфизма гранита. Мы сейчас увидим, что этот взгляд должен быть несколько уточнен. Массив, образующий овал, вытянутый с востока на запад приблизительно на 20 км, окружен более чем на половину своей периферии диоритовой зоной мигматитового облика шириной около 2 км [270, 204]. В этой краевой зоне чрезвычайно разнородные гранитоиды с неясными шлирами, агматитами то с резко ограниченными, то с растрепанными по краям обломками, местами содержат гнезда весьма основного облика: слюдистого габбро, горнблендитов, кортландитов с крупными выделениями роговой обманки. Они также содержат крупные включения, иногда до нескольких сотен метров, вытянутые параллельно общей структуре и сложенные пластами палеозойского, от кембрия до карбона, возраста с составом от песчано-глинистого до глинистого, в которые включены мощные горизонты девонских известняков. Все эти породы сильно метаморфизованы гранитом (фиг. 16). В центре и в северной части массива последовательно выступают гранодиориты и граниты нескольких разновидностей, более поздних, чем породы основного пояса [213, 204].

По взглядам А. Лакруа, основные породы, вероятно, были результатом эндоморфизма гранитной магмы, ассимилировавшей крупные массы известняков и доломитовых сланцев. Этот эндоморфизм, по-видимому, создал гетерогенные диориты и даже ультраосновные типы. Между тем более поздние исследования



Фиг. 16. Схематическая карта западной части массива Керигю, Пиреней Арьежа; с дополнениями по [204, 214].

1 — кембрий-ордовик; 2 — девон и карбон; 3 — кортландит и горнблендит; 4 — диорит и гранодиорит; 5 — мигматиты основных и гранитных пород; 6 — диоритовый и гранодиоритовый бластомилонит с включениями обрывков светлого гнейса; 7 — гранит; 8 — ледниковые и аллювиальные отложения.
Вершины: К — Камизетт, Ж — Жиневра, Э — Эрмит, Б — Рок Бланк, Ри — поселок Риётор

показали, что связь между известковыми осадками и основными породами в Керигю не является ни тесной, ни закономерной [268]. С другой стороны, залегание в виде сложного батолита с основной оторочкой мигматитового строения или без нее встречается в различных районах земного шара и особенно в других гранитных массивах Пиренеев (Котере, Маладетта, Бордер), хотя на контакте массивов или во включениях не появляется значительных масс известняков.

В конечном счете, в Керигю воздействие известняковых включений, по-видимому, вызвало умеренный и локальный эндоморфизм гранодиоритов, формируя в них гибридные диоритовые зоны малой протяженности. Но крупная краевая серия основного состава с крайними членами ультраосновного состава, вероятно, связана с общим процессом образования сложных батолитов, а не с эндоморфизмом. Между прочим, мы раньше думали, что ультраосновные члены могли бы представлять собой ксенолиты древней магматической серии кембрийского возраста; но

детальное изучение регионального обрамления нам не позволило сохранить это мнение.

Массив Керигю обнаруживает несомненные проявления эндоморфизма, состоящие в умеренных местных видоизменениях вокруг включений известняков и в более значительной базификации в контакте периферического габбро, несколько более раннего, чем конечные гранитные фазы батолита. Нередко можно наблюдать постепенные исчезновения блоков основного состава, заключенных в гранодиорите, что составляет лучшее доказательство упомянутого здесь процесса.

Гранитный и диоритовый массив Тишка в Верхнем Атласе Марракеша вписывается в овал размером 15×10 км. Как и предыдущие, он связан с герцинским циклом. Он был тщательно изучен Х. Термье и Ж. Термье [330, 332, 333]. Это — обширное мигматитовое поле, где между явно гранитными и диоритовыми зонами обособляются бесчисленные септы (см. фиг. 65). Наиболее крупные из этих септ достигают нескольких километров в длину. Они образованы за счет кембрийских толщ окружения: известняков и известковых сланцев, глинистых сланцев, андезитовых туфов. «Полосы гранита содержат включения слюдястых сланцев и биотитовых роговиков, в то время как полосы диорита заключают известняковые включения. Из этого можно сделать вывод, что гранит представляет собой конечный член эволюции пелитового ряда, в то время как диорит представляет крайний член карбонатного ряда. Но нужно добавить, что на границе кембрия и докембрия появился андезитовый вулканизм, остатки которого находят в виде галек в сланцах и в известняках нижнего кембрия. Метаморфизм этого материала дал начало «амфиболовому комплексу», затем додиоритовым стадиям, которые закончились образованием диорита» [332].

Петрография эндоморфизованных пород

Представляется, что петрография эндоморфизованных пород в эндополигенную стадию не имеет простых характерных черт, позволяющих их идентифицировать. Тем не менее диоритовые фации приводят к следующим замечаниям.

В Керигю воздействие позднейшего гранита на основные породы создает чрезвычайно разнообразные породы с причудливыми ассоциациями, так же как и с любопытными усложнениями в структуре их минералов. Они отражают неустойчивые и быстро изменяющиеся от точки к точке условия, вероятно, под действием множества местных автономных дифференциаций внутри гранита, загрязненного в результате ассимиляции. А. Лакруа [191] упоминает типы диорита с мелкими равномернозернистыми составными частями, крупнозернистые типы, в которых роговая обманка и биотит крупнее плагиоклаза с тенденцией к офитовой структуре (даже для биотита), и «тигровые» типы, где плагиоклазы группируются и обособляются друг от друга. Кап-

ризно расположенные одни по отношению к другим, все эти разновидности иногда наблюдаются на нескольких метрах, а в других случаях — на нескольких сотнях метров. Структурное разнообразие этих пород упоминается также И. П. фон Эллером для пород Шамп-дю-Фё в Вогезах.

Под микроскопом амфиболы и плагиоклазы кажутся неустойчивыми в гранитной среде, завершившей кристаллизацию. Бурый амфибол переходит в зеленый, слабее окрашенный амфибол. По этому амфиболу в виде мелких листочков, локализованных вдоль спайности и микротрещин, развивается биотит; он, по-видимому, корродирует и замещает амфибол. Весьма зональные плагиоклазы часто, кроме того, одеты в рубашку менее кальциевого полевого шпата с резкой и неправильной границей, подобной коррозионной.

Жильные аплиты и пегматиты способны испытывать весьма выраженный эндоморфизм. А. Лакруа [195] назвал *диссогенитами*, т. е. породами с двойным происхождением, жилы аплиты, распространяющиеся из гранита и имеющие, наряду с кварцем и щелочным полевым шпатом, небольшое количество необычных минералов, обязанных химическим элементам, заимствованным из вмещающих пород: пироксен, сфен, волластонит, эпидот и т. д. в известковой среде; андалузит, кордиерит, силлиманит в сланцах. Эти явления доказывают простоту эндоморфных загрязнений даже в тонких жилах, образованных несомненно быстро.

Роль минерализаторов и контактового метаморфизма

Контактовый метаморфизм предшествует ассимиляции. Это справедливо для контакта гранита и еще более показательно во включениях. В самом деле, легко прослеживается эволюция эналлогенных включений, сначала метаморфизованных, затем преобразованных в эндополигенные. Последние рассасываются и теряются в нормальном граните с промежуточной стадией контактированного гранита или без нее. А. Лакруа показал, что оба явления — метаморфизм и эндоморфизм — связаны между собой: чем более значителен первый, тем более развивается второй. Мы увидим, что главным фактором контактового метаморфизма является обилие «минерализаторов» или пневматолитов, т. е. эманаций, богатых парами воды и соединениями щелочей, галогенов, бора, фосфора и т. д., соединений, особенно подвижных в широком интервале физико-химических условий.

Минерализаторы, по-видимому, одинаково необходимы для облегчения ассимиляции. А. Лакруа [192] пишет: «Не только интенсивность эндоморфных явлений, но также и обилие продуктов эманаций, локализованных в жилах, возрастают в нашем массиве (Керигю) одновременно с экзоморфными преобразованиями осадков. Когда последние становятся очень слабыми, гранит не проявляет эндоморфных изменений».

Эндоморфизм свойствен не только гранитам. Габбро, например, им также затрагиваются (переход габбро в нориты, фация габбро, загрязненного кордиеритом, и т. д.). Но это явление в них кажется менее обширным, чем в гранитах без сомнения потому, что в основных плутонических породах минерализаторы менее обильны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В начале главы мы дали объективное определение ассимиляции, независимое от любой теории генезиса гранита. В некоторых случаях обогащение подвижными флюидами (пневматолитами), проникающими во вмещающие породы, выражается в виде множества прожилков аплитов, пегматитов, кварца, видимых в массе породы. В других случаях химическая миграция протекает в значительно более мелком масштабе и, может быть, в значительно меньшем количестве. Природа дает примеры этих двух способов. В первом ассимиляция может рассматриваться, исходя из магматической концепции о последовательном растворении под действием автономного растворителя, в то время как гетерогенные части представляют собой остаток, испытавший лишь неполное растворение. Во втором способе можно отдать предпочтение преимущественно метасоматической интерпретации, затем анатектической: вся гранитная масса представляет собой продукт преобразования, и гетерогенные части, так же как и включения, являются лишь частями с особым химическим составом, дольше сопротивлявшимися гомогенизации.

В образовании гранита ассимиляция играет неоспоримую роль. Мы вернемся к ней в гл. XVII. В некоторой мере она объясняет удивительное разнообразие гранита, которое приблизительно отражает разнообразие толщ стратиграфической серии. Но ассимиляция тесно связывается с другими явлениями. Мы указали на ее связь с метаморфизмом и с выделением эманаций, следовательно, с жильной свитой, где эти эманации иногда локализуются. Ассимиляция упрощает некоторые явления дифференциации, так как подвижная среда гранитизации особенно благоприятна для различных химических реакций, когда она загрязнена эндоморфизмом. Лишь по необходимости изложения эти различные явления представляются отдельно; в природе в эволюции гранита они действуют сообща.

Глава VI. ОРЕОЛ ГРАНИТА

Если в осадочной серии приближаться к граниту, залегающему в виде локализованного массива, то нормальные горные породы на некотором расстоянии от гранита вплоть до самого

контакта испытывают все более и более ярко выраженную перекристаллизацию. Это — явление *контактового метаморфизма*. Преобразованная зона называется *ореолом* массива. Его мощность может быть порядка нескольких сотен или тысяч метров. Если гранитный массив на периферии очень полого погружается под вмещающие толщи, ореол по ширине поверхностного выхода может дать иллюзии о более значительных размерах. Древние вулканические породы, прорванные гранитом, также могут быть в ореоле перекристаллизованы. Но это явление в них обычно проявляется менее четко, чем в осадочных породах.

Для гранитов, которые остались на более значительной глубине, в пределах метаморфических серий регионального метаморфизма, т. е. в гнейсах мезо- и катазоны, ореолы выражены значительно слабее, так как между гранитом и его обрамлением существовало приблизительное физико-химическое равновесие [371].

В случае анатексических гранитов, впереди фронта мигматитов существует ореол метаморфизма, обычно менее четкий, чем на периферии локализованных массивов.

Контактный метаморфизм заслуживает углубленного изучения, так как он проявляет многие стороны эволюции гранитов вообще. Сущность преобразований, испытываемых породами ореола, имеет характерные черты *метасоматоза*. Как мы увидим, важная роль должна быть приписана химическим веществам, распространяющимся из гранита. Они включают щелочные растворы или водяные пары, ассоциирующие с соединениями галогенов (фтор, хлор), серы, фосфора, бора, углерода. Большая часть этих веществ имеет сходные химические свойства и их соединения имеют повышенную растворимость и давление паров таким образом, что они длительное время до кристаллизации могут сохраняться в виде жидкостей или паров. *Пневматолитизм* называют действие этих эманаций гранита или вообще плутонических и вулканических пород. По А. Е. Ферману, сами эманации называются *пневматолитами*.

Однако контактовый метаморфизм без заметного химического привноса также может быть значительным. Можно указать ореол Барр-Андло, Эльзас, с классическим исследованием Г. Розенбуша, а также контактовый метаморфизм плутонических пород окрестностей Осло, который впервые позволил сгруппировать составные части согласно правилу фаз и показать осуществление химических равновесий в образованной минеральной смеси [140]. Если привноса нет, можно говорить о *термальных ореолах*.

ПРОДУКТЫ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

Здесь не ставится задача описать все типы метаморфических пород. Мы ограничимся их общими чертами. В этом явле-

нии в целом имеется три этапа, которые можно назвать по наиболее представительным породам: этап филлитов, этап слюдяных сланцев и этап гнейсов.

Рассмотрим ряд глинистых сланцев, которые относятся к числу наиболее обычных осадочных пород. Сначала они превращаются в *филлиты*, т. е. затвердевают, принимают блестящий вид в результате микроскопической кристаллизации криптокристаллических составных частей сланца (глина, серицит) с гофрированной или плейчатой поверхностью квиважа. Ближе к граниту, но очень быстро, появляется биотит, сначала тонко рассеянный в микроскопической ткани, и тогда мы имеем *слюдистые сланцы*. Они часто принимают вид *пятнистых* или *хиастилитовых сланцев*: в таких случаях они усеяны пятнами размером до нескольких сантиметров или миллиметров, более светлыми или более темными, чем окружающая ткань горной породы. Обычно микроскоп показывает в них особые минералы, такие как андалузит или кордиерит, а также гранат. В тех же самых условиях, но преимущественно в пластах, содержащих углерод, развивается ставролит [12].

В следующую стадию зернистость слюдистых сланцев становится более крупной, явно макроскопической. Они переходят в биотитовые *слюдяные сланцы*. Андалузит замещается силлиманитом. На различных стадиях среди минералов-новообразований контактового метаморфизма наиболее обычным по своей частоте несомненно является биотит. Весьма обычен в них также турмалин, но в значительно меньшем количестве.

Полевой шпат, вначале тонко рассеянный в ткани слюдистого или слюдяного сланца, развивается больше. Порода тогда называется *лептинолитом*; зерно еще остается тонким (фиг. 17). Наконец, переходим к настоящему *гнейсу*, т. е. к горной породе явно кристаллической, состоящей, в основном, из кварца, слюды, полевого шпата. В нем встречаются новообразованные минералы, те или иные из числа вышеуказанных в зависимости от



Фиг. 17. Микрофотография лептинолита Керигю, по А. Лакруа. Тонкозернистый кварц, полевой шпат, биотит. Заметна перекрещенная структура биотитов

условий. Однако внутренняя зона ореола не всегда содержит гнейсы: часто лептинолиты или слюдистые сланцы непосредственно примыкают к граниту. К этим капризам контактового метаморфизма мы еще вернемся.

В целом, возрастающая интенсивность метаморфизма по мере приближения к граниту выражается в увеличении размеров зерен новообразованных минералов и в развитии особых минералов. В ореоле наблюдается определенная зональность парагенезисов; ее можно сопоставить с зональностью регионального метаморфизма, т. е. с распределением по фациям возрастающего метаморфизма. Например, если химический состав породы оказывается подходящим для минералов, сначала встречается андалузит или кордиерит, затем силлиманит; или еще, амфибол, а затем гиперстен.

Когда сланец мергелистый, за его счет возникают тонкозернистые, неориентированные породы, состоящие из новообразованных минералов, очень твердые, плотные с роговым изломом. Их называют *роговиками*. Их состав разнообразен. Наиболее обычными их составными частями являются гранат, волластонит, пироксен, амфибол, сильно известковый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, а в менее метаморфизованных фациях — эпидот, цоизит. Известковые роговики с полосчатой текстурой и явно метасоматическим характером называются *скарнами*. Некоторые роговики малоизвестковые или совершенно безизвестковые, например роговики, которые возникают из первоначально вулканического материала; другие же представляют собой какие-то особенно тонкозернистые лептинолиты. Большая часть скарнов возникает из известняков.

Чистые известняки превращаются в кристаллические мраморы, т. е. в породы, где кальцит явно кристаллический. Эти мраморы часто усеяны другими минералами (гранат, амфибол, слюда, скаполит и т. д.) их называют *циполинами*. Они чередуются со слоями полосчатых известковых роговиков или с настоящими скарнами. В случае доломитовых осадков появляется парагенезис магнезиальных минералов: тальк, тремолит, форстерит, диопсид, флогопит и др. с гумитом, если проявляется значительный пневматолитиз. Песчаники превращаются в *метаморфические кварциты*. Если речь идет о нечистых песчаниках, ткань кварцита переполняется различными новообразованными минералами, чаще всего микроскопическими: кварциты биотитовые, эпидотовые, диопсидовые, гранатовые и т. д.

Древние вулканические породы, затвердевшие довольно давно, также могут подвергнуться контактовому метаморфизму, если по соседству с ними развивается молодой гранит. При этом образуются либо псевдоморфозы по минералам исходной породы, главным образом по полевым шпатам, либо кристаллы новых минералов. Эти воздействия, меняющиеся в зависимости от природы исходной породы, часто трудно обнаружить, напри-

мер, если речь идет о метаморфизме какого-то древнего гранита более молодым. В средние стадии контактового метаморфизма (стадия слюдистых сланцев или лептинолитов) характерной чертой метаморфизма является развитие обильного тонкого биотита, рассеянного в породе в различных направлениях.

Если можно определять ореол в крупном плане по последовательности трех зон филлитов, слюдяных сланцев и гнейсов, то с другой стороны можно входить в детали и установить, что это явление проявляется очень тонко. Переслаивающиеся тонкие осадочные слои с различной структурой или составом метаморфизуются по-разному и их кристаллическая структура часто подчеркивает их взаимные различия. Устанавливается, что *метаморфизм селективен*, т. е. он действует со значительно большей интенсивностью на некоторые, более благоприятные слои или толщи. Мономинеральные породы (кварцевые песчаники, чистые мраморы, гипс) или особо плотные породы менее благоприятны для метаморфизма, чем породы, богатые разнообразными химическими элементами (пелиты, мергели, грауваки), или более пористые породы. Такие породы, устойчивые к метаморфизму, называют *ресисторами* (resisters).

Мигматиты. Фронт мигматитов обычно располагается в более или менее метаморфизованных кристаллических сланцах регионального метаморфизма. Влияние нижележащих мигматитов проявляется иногда в виде развития минералов, подобных минералам из менее интенсивного ореола по сравнению с ореолом батолитов, часто сильно пневматолитизированного. Можно наблюдать скупую кристаллизацию полевого шпата, турмалина, ставролита, андалузита или силлиманита в глиноземистых сериях; актинолита в известковых сланцах. Между слоями кристаллического сланца локализуются многочисленные мелкие кварц-полевошпатовые линзы, имеющие более или менее гранитоидный облик. Этот ореол, названный Ж. Юнгом и М. Роком [176] *переходной зоной*, не резкий, если степень регионального метаморфизма соответствует гранитным парагенезисам (обычно мезокатазональный).

РАЗВИТИЕ И СТРУКТУРЫ

Развитие метаморфизма предполагает одновременную кристаллизацию различных порообразующих минералов в твердой среде. Во всяком случае минералы начинают последовательно кристаллизоваться по мере развития процесса; в дальнейшем некоторые из них исчезают, когда область их термодинамической устойчивости оказывается пройденной. Вначале происходит локальное возникновение центров кристаллизации, рассеянных в породе, — образуются *пятнистые* сланцы. Некоторые из рассеянных минералов-новообразований развиваются значительно быстрее, чем минералы окружающей ткани. Они,

таким образом, имеют значительно больший размер, чем другие, и напоминают порфиновые выделения (фенокристаллы) изверженных пород. Их называют *порфиробластами* или *фенобластами*. Суффикс «бласт» (от греческого «прорасти») употребляется для метаморфических структур, называемых *кристаллобластическими*, и обозначает, что развитие кристаллов происходит в твердой среде путем прорастания.

Порфиробласты имеют неправильные амебовидные контуры и, распространяясь по всем межзерновым промежуткам, объединяют в виде включений мелкие минералы ткани породы: *пойкилитовая* структура (см. фиг. 20). Иногда линейное расположением мелких минералов в крупном кристалле является точным продолжением их линейного расположения во внешней ткани. В других случаях они имеют более четкие очертания и сложены более чистым веществом, вследствие растворения или отгона к своей периферии частиц ткани. Некоторые порфиробласты, такие как андалузит (разновидность хиастолит) и иногда кордиерит и гранат, могут даже группировать эти частицы по хорошо ограниченному геометрическому зонам внутри порфиробласта. Обычно речь идет об углистых частицах или о мелких рудных минералах. Тот же самый факт наблюдается в новообразованных полевых шпатах, но преимущественно при региональном метаморфизме.

Эти явления частично объясняются различием *сильных и слабых минералов*, установленным Ф. Беком. Кристалл во время своего роста в пересыщенном растворе действительно может оказать механические усилия, чтобы оттолкнуть препятствия своему росту. Растрескивание горных пород при замерзании, вздутие сланцев при выветривании пирита являются этому обычными примерами. По А. Харкеру [152], «геологические наблюдения и эксперимент доказывают, что растущие кристаллы способны произвести усилия того же порядка, что и их собственное сопротивление к раздавливанию». Если два кристалла минералов неравной силы развиваются бок о бок, то более сильный навязывает свою форму другому. Путем наблюдений такого рода можно было бы расклассифицировать обычные минералы по своей относительной силе. Во всяком случае окружающие физико-химические условия могут изменить силу кристаллизации. Обычно турмалин, гранат являются сильными; кордиерит, андалузит — слабыми. Порфиробласты слабых минералов часто бывают пойкилитовыми или имеют амебовидные контуры; порфиробласты сильных минералов могут выжимать примеси за пределы своих контуров.

Тем не менее слабые минералы могут быть идиоморфными (например, хиастолит) и это явление, по-видимому, протекает спокойно и во многих случаях незаметно. Ш. Барруа [9] говорит об «образовании кристаллов хиастолита до 5—6 см в сланцах, где листочки и ископаемые остатки даже не потрево-

жены». «Они, по-видимому, заняли место с равным объемом прежнего минерала или породы». Он отмечает аналогичные наблюдения для кристаллов новообразованного кварца.

Хотя новые вещества, приносимые пневматолитовыми микрорастворами, могут принимать участие, их количественная роль остается слабой, а часто даже почти равна нулю. Главная масса метаморфической породы возникает при перекристаллизации первичных минералов и образовании новых минералов в результате химической перегруппировки вещества первичных минералов. Эта кристаллизация представляет собой «собирательную кристаллизацию» с питанием зерен за счет соседних, относящихся к тому же минеральному виду, таким образом, что размер зерен понемногу увеличивается. В этом отдаешь себе отчет, наблюдая пойкилитовые структуры, в которых часто зерна, включенные вначале в порфиробласты, приостановили свой рост и сохранили более мелкий размер, чем свободные зерна из окружающей ткани.

А. Харкер настаивал на влиянии силы кристаллизации на форму кристаллов и на структуру пород контактового метаморфизма.

Сила кристаллизации является векторным свойством. Вызванная сопротивлением среды, она проявляется в виде формы, принимаемой законченным кристаллом. Она является простой по сравнению с формой тех же минералов в плутонических и вулканических породах или в гидротермальных жилах; обычно появляются лишь главные грани, параллельные совершенной спайности минерала. «Из этого мы можем сделать вывод, — пишет он, — что сила кристаллизации больше вдоль спайности, чем поперек». Из этого следует частота пластинчатых и игольчатых форм. Пластинки слюды имеют неправильные контуры. Призмы амфибола лишены конечных граней. Двойники более редки, чем в плутонических и вулканических породах.

Если бы все кристаллы из первоначально изотропного агрегата ориентировались параллельно друг другу, то из этого следовало бы удлинение породы, откуда и увеличение внутренних напряжений. Вот почему в роговиках часто проявляется *переплетенная структура* с переплетением вытянутых или таблитчатых кристаллов (фиг. 18). Она выражает тенденцию свести к минимуму внутренние напряжения. Та же тенденция объясняет некоторые другие структуры, которые в них обнаруживаются. В первоначально хорошо слоистых породах кристаллы будут, напротив, параллельны по той же самой причине. Это — *лепидобластовые* структуры с пластинчатыми минералами, параллельными сланцеватости породы, и *нематобластовые* структуры с призматическими минералами, вытянутыми в этой плоскости параллельно одному линейному направлению. По А. Харкеру, подобные структуры чаще всего отражают первоначальную стратификацию, вдоль которой минералы приспособляются к



Фиг. 18. Микрофотография переплетенной структуры, по А. Харкеру, упрощено.
Фенобласты андалузита на фоне биотита

наименьшими усилиями. *Диабластовые* (систематическое взаимное проникновение двух или нескольких минералов) и *пойкилобластовые* (пойкилитовые включения в крупных кристаллах частиц ткани) структуры также могут объясняться приспособлением для сведения к минимуму внутренних напряжений (фиг. 19 и 20). Однако в структурах с взаимным проникновением двух или нескольких минералов это не всегда обязательно; могут вмешаться другие процессы, как, например, реакции, одновременно производящие два минерала. Что касается *гранобластовой*, т. е. мозаичной, структуры, она возникает тогда, когда предшествующие динамические факторы оказали мало влияния в локальных условиях перекристаллизации (в случае

регионального метаморфизма гранобластовая структура больше приспособляется к основной сланцеватости).

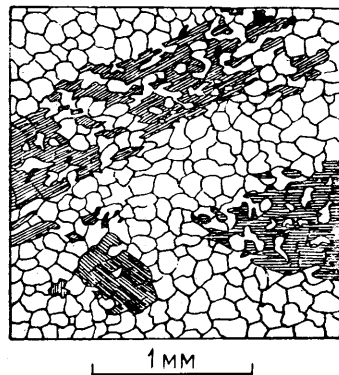
Эта теория о роли силы кристаллизации в образовании структуры горных пород не признается теми авторами, которые сомневаются в действенности этой силы и стремятся здесь и при региональном метаморфизме видеть причину уплощения кристаллов в направлениях химической диффузии (первоначальная стратификация и др.). По Рамбергу [цит. по 14], развитие граней кристаллов во время роста минерала в твердой среде зависит не только от силы кристаллизации, но и от ряда факторов таких, как: степень пересыщения, концентрация и подвижность химических составляющих кристалла в окружающей среде, энергия активации зародыша этого кристалла, влияние соседних минералов, их пластичность и т. д. Э. Фридель нам говорил, что сила кристаллизации ему представляется метафизическим понятием, из которого сделали произвольное употребление. «Вполне вероятно, — добавлял он, — возможное развитие силы кристаллизации кристаллов в ходе роста; но когда она проявляется, например, путем раздвигания стенок трещины, в которой кристаллизуется волокнистая каменная соль, мы видим совершенно иное по сравнению с отдельными кристаллами, замещающими в ранее существовавшем веществе». Мы признаем, что кристаллизация путем замещения, такая обычная при метаморфизме, усложняет и маскирует возможную роль силы кристаллизации. Однако микроскоп показывает, что во многих случаях кристаллы развивались, увеличивая свой объем внутри ранее существовавших кристаллов и мало-помалу раздвигая их.

РОЛЬ ПНЕВМАТОЛИЗА. СКАРНЫ

Пневматолитиз играет важную роль во всей эволюции среды в течение гранитизации. Этот факт не удивителен, поскольку пневматолиты состоят главным образом из воды и поскольку вода является вездесущей и присутствует в немалых количествах во всех горных породах, особенно в осадочных породах с глинистыми составными частями. Пневматолиты распространяются в ореоле впереди гранита как будто они происходят из гранита и представляют собой эманацию этого гранита. По существу они могут концентрироваться и освобождаться при кристаллизации самого гранита. В самом деле, если мы признаем магматическую гипотезу для гранитизации, гранитная магма должна бы содержать несколько процентов воды, что заметно больше, чем в сформированном граните. В трансформистской гипотезе вся вода из осадков оказывается почти полностью отогнанной при образовании гранита, в конечном счете содержащего меньше воды, чем какая-нибудь осадочная или умеренно метаморфизованная серия. С точки зрения, которая нас здесь занимает, результат этих двух альтернатив одинаков.



Фиг. 19. Микрофотография диаблостовой структуры, по А. Харкеру, упрощено.
Гранат (точки), аксинит (бесцветный); роговая обманка (штриховка)



Фиг. 20. Микрофотография пойкилобластовой структуры, по А. Харкеру, упрощено.
Порфиробласты амфибола на фоне кварцита

В этом отношении гранит противопоставляется вулканическим породам. Последние часто показывают обилие летучих веществ, проявляющихся в виде пузырьков в лавах и в виде агрегатов кристаллов в мелких пустотах этих пород. Но эти летучие вещества не пропитывают окружающие породы в течение длительного времени. По периферии базальтов в глинистых породах образуются тонкие зоны «порцеланита», вещества, напоминающего кирпич и выражающего простое термическое воздействие при более высокой температуре, чем температура гранита, но кратковременное и гораздо менее действенное по размерам четко выраженных химических преобразований. Воздействие этих базальтов напоминает то, что мы наблюдаем в сгоревших угольных шахтах, где самопроизвольное загорание сланцев приводит к кристаллизации кордиерита, анортита, авгита, магнетита, шпинели в виде чрезвычайно тонкозернистого агрегата, но при отсутствии щелочных или гидратированных минералов [194].

Действительность гранитного пневматолита в толще ореола происходит из состава новообразованных минералов, развитых в ходе этого метаморфизма или закристаллизовавшихся в конечном результате в трещинах по соседству. Там мы находим такие минералы, как полевые шпаты (щелочи), турмалин (бор) и многочисленные минералы, гидратированные или содержащие в своей химической формуле гидроксил: слюды, амфиболы, эпидот и цонзит, хлориты и т. д. Эти минералы могут быть квалифицированы как пневматолитовые, хотя некоторые из них могут образовываться также и в других условиях. В некоторых ореолах принимают участие другие, менее обычные, но более показательные минералы: аксинит (B), скаполит (Cl), лепидолит (Li), топаз (F), апатит (P) и даже пирит (S). По данным изучения газовой-жидких микровключений кварца из гранитов в пневматолитовых флюидах важную роль играет вода, содержащая хлорид натрия и угольную кислоту [74].

Объем транспортировки вещества значителен в тех особых случаях, когда эти вещества сконцентрированы, и так сказать «пойманы в западню» в ограниченном пространстве благоприятных толщ ореола. Таков случай рудоносных скарнов. Можно отметить крупные магнетитовые месторождения Урала. Другие замечательные примеры указаны В. Линдгреном в Кордильерах США. В Клифтоне, Аризона, чистый известняк мощностью до 600 м в результате привноса кремнезема и железа был превращен в гранат-пироксеновую породу. В Бингем, Юта, известняк приобрел кремнезем, серу, железо, магний, алюминий, натрий, причем эти добавки на некоторых участках увеличивались до 29% от объема породы. Эти преобразования являются главным образом результатом метасоматоза, так как они в большом объеме сохраняют структуру горных пород. Обычно все пирометасоматические рудные месторождения (см. гл. XI) свиде-

тельствуют об этой значительности пневматолитического привноса.

А. Лакруа отметил прихотливый характер распределения пневматолитов вокруг гранитного массива по неравномерности их воздействия. То обильные, то почти отсутствующие, если рассматривать различные гранитные массивы, они во многих случаях также чрезвычайно неравномерно распределены по периферии одного и того же массива.

Действуют ли пневматолиты в ореоле в виде жидких растворов или в виде паров? В первоначальном узком смысле слова пневматолит означал действие паров. Отметим, что без всякого сомнения различие между жидким и газообразным состоянием не является таким резким, как мы это принимаем в обыденной жизни, поскольку условия пневматолитов могли быть близкими к критическому состоянию водных растворов. Вблизи же этого состояния характерные особенности жидкой и газообразной фазы постепенно сходятся к общим границам. Может быть пневматолиты из ореола находились в надкритическом состоянии. Мы мало осведомлены о критических точках комплексных водных растворов.

К. Н. Феннер [107] признает, что гипотеза о деятельности газовых растворов во всяком случае пригодна для турмалина, который развивается особенно далеко от контакта, и, по-видимому, характеризует максимальную летучесть (подразумевается и выше уже доказано, что этот турмалин не является автохтонным). Некоторые наблюдения говорят об участии жидких растворов. Пневматолиты концентрируются в прожилках аплита и пегматита, которые к концу процесса вырождаются в простые выполнения полостей с друзовым характером, аналогичные гидротермальным выполнениям. А. Лакруа [191] доказал, что гранитные диссогениты Керигю переходят в жилы с неполным выполнением кварцем, адуляром, альбитом, эпидотом и соседствуют с аналогичными кварц-турмалиновыми жилами. В этом он видит последнюю стадию деятельности пневматолитов при окончании становления гранита. «Нет никакой принципиальной разницы между образованием этих полных или частичных выполнений трещин и контактовыми явлениями; в этом два проявления одной и той же причины; следует только заметить, что, поскольку выполнения трещин обуславливают необходимость существования более древних пород, которые их заключают, эти минеральные образования по необходимости следуют за образованием собственно метаморфических пород; они составляют последний акт явления. Когда осадочные породы были насыщены минерализованными гидротермальными компонентами, они были не в состоянии более воздействовать на породы и могли отлагаться в трещинах».

Нередко встречаются тонкие биотитовые или мусковитовые оболочки, мелкие оторочки турмалина на стенках трещин в по-

родах ореола. Эти воздействия являются поздними и локальными, как и жилы, отмеченные А. Лакруа. Но прежде должно было произойти общее пропитывание теми же самыми пневматолитами в самой массе метаморфических толщ. Занимаемые ими микротрещины неразличимы и, вероятно, представляют собой ультрамикроскопические интерстиции. Они, по-видимому, аналогичны тем, которые обеспечивают метасоматоз минералами рудных жил, хорошо известный в учении о рудных месторождениях. При изучении этих проявлений метасоматоза микроскоп иногда обнаруживает сети капиллярных проводников; но чаще всего эта сеть рассеивается, становясь невидимой в силу своей чрезвычайной тонкости.

В ходе этого общего пропитывания метаморфических пород пневматолитами последние могут собираться локально в соответствующих «ловушках». Так, с размещением разрывов толщ, затронутых будиначем, Э. Вегманн [387] связывает пегматитовые концентрации в виде разветвленных пачек сложной формы, «напоминающей пауков» (см. фиг. 51). Эти ловушки представляют собой участки растяжения дециметрового или метрового размера. Хотя механические условия являются разными, можно сопоставить предыдущие наблюдения с пегматитовыми «эксудативными жилами», встреченными в различных районах в некоторых гнейсах в форме согласных плоских жил дециметрового размера.

С другой стороны, работы А. Лакруа выявили то, что он называет *мимолетными компонентами* (constituants fugitifs) магмы. Эти «магмы» обозначают вещество плутонических и вулканических пород вообще, и не только гранитов, которые он понимал как магматические, включая граниты. Эта теория базируется на следующих соображениях. Имеется некоторое безразличие метаморфизирующей породы по отношению к созданию ореола с определенной минерализацией: значение же имеют пневматолиты, а они аналогичны для всех метаморфизирующих пород. Таким образом, пневматолиты на этой стадии независимы от производящей горной породы. Случается даже, что они не входят в тот ее химический состав, который мы видим в конечном состоянии. Отсюда идея о том, что они смогли отделиться полностью и что они были мимолетными составными частями. Так, пиренейский гранит, дающий знаменитые аксинитовые контакты в Арбизоне, близ южного пика Баньер, не содержит бора. Контакты лерцолитов и офитов Пиренеев показывают значительное развитие разнообразных минералов, в особенности дипира, альбита, турмалина, натровых минералов с хлором и бором. Адинолы (альбитовые роговики) являются классическими в контактах долеритов. Эти факты являются парадоксальными, особенно для лерцолитов, которые не содержат щелочей, и для офитов, которые ими бедны. Магма Везувия иногда дает фумароллы с бором, мышьяком, свинцом, медью, серой, в

то время как в его лавах они не содержатся: в самом деле в трещинах этого вулкана находят проявления реалгара, галенита, сассолина и т. д.

Можно думать, что если мимолетные составные части полностью удалены из производящей породы и фиксированы в ореоле, то могут быть также такие мимолетные составные части, которые прошли через некоторые зоны ореола, не оставив явных следов, не зафиксировавшись в развитии определенных минералов. Это зависит от структуры и состава окружающих пород. Например, песчаники могут оставаться неизменными, как слишком широкие фильтры. Следует думать, что в некоторых случаях эти бродячие вещества производят каталитическое воздействие, обеспечивающее фиксацию других веществ, подчеркивая этим кажущиеся капризы контактового метаморфизма.

Скарны

Мы будем опираться на работы М. Фонтея [особенно 113]. Скарны представляют собой известковые роговики, образованные путем метасоматоза. В них наблюдают интересную тенденцию к образованию упрощенных минералогических ассоциаций иногда даже мономинеральных. Например, можно встретить залежи пироксенолитов, гранатолитов, волластонититов или силикатов марганца. Некоторые могут достигать нескольких десятков метров мощности.

Вторая тенденция этих пород состоит в образовании отчетливых зон с контрастным парагенезисом внутри породы, однородной до метаморфизма. Ниже мы увидим объяснение этого факта по Д. С. Коржинскому. Начиная от гранита «мы встречаем, направляясь в сторону известняков, зону гранатита (андрадит) перед зоной пироксенита (геденбергита) и марганцевую зону преимущественно с бустамитом. Калий и натрий, которые создают легко растворимые продукты, не принимают участия в образовании минералов скарнов» [260]. Напротив, проявляется привнос, фиксированный ореолом железа и кремния.

Можно отметить замечательное исследование контактов доломитовых известняков с третичным гранитом Скай, выполненное К. Э. Тилли [342]. На периферии известняка, который минерализован рассеянными минералами, форстеритом и тремолитом, следуют друг за другом или чередуются зонки различных скарнов мощностью в несколько сантиметров или иногда дециметров до границы гранита. Первая группа, примыкающая к граниту, характеризуется, главным образом, моноклинным пироксеном, гранатом, волластонитом, в некоторых случаях плагиоклазом. Она отражает привнос из гранита кремнезема и глинозема, удаление магнезии, в то время как в контактовой части гранит в результате потери глинозема повышает свою ще-

лочность или подвергается эндоморфизму с повышением содержания плагиоклаза. Вторая группа, прилегающая к предыдущей по мере удаления от гранита, обогащена магнием и характеризуется преимущественно форстеритом и многочисленными минералами магнезита, содержащими фтор и бор, клиногумит, людвигит и т. д. Эта группа местами переполнена более поздним монтичеллитом и, наконец, магнетитовыми скарнами.

Объяснение характерной зональности скарнов было дано Д. С. Коржинским [186]. М. Фонтей [113] следующим образом резюмировал факты. «Притекающие растворы, находящиеся предположительно в термическом равновесии со своим окружением, с постоянным составом и постоянно обновляемые, стремятся навязать среде, в которую они проникают, условия химических потенциалов, которые их характеризуют. Эта тенденция, очевидно, более выражена вблизи источника. По мере удаления растворы изменяются в результате реакций с вмещающими породами и приближаются (как мы увидим, постепенно) к составу последних. Через некоторое расстояние они оказываются в совершенном равновесии с неизменными вмещающими породами, которые мы обнаруживаем за пределами области метасоматоза. В этом случае они, очевидно, не навязывают никаких условий». Таким образом, можно считать, что явление метасоматического преобразования этой вмещающей породы проявляется в возрастающем виде, если мы рассматриваем породы, все более и более близкие по отношению к источнику (хотя движение растворов происходит в обратном направлении). Рассмотрим какую-либо промежуточную зону, в которой порода находится в химическом равновесии с раствором, обладающим в этой точке некоторыми значениями химических потенциалов. Граница со следующей, более внутренней зоной соответствует точкам, где это равновесие более не существует и где совершается какая-то химическая реакция, могущая растворять (и осаждать или нет) некоторые минералы. Эта реакция вводит новое условие между химическими потенциалами среды и уменьшает на единицу степень свободы среды. В соответствии с правилом фаз Гиббса число фаз должно уменьшаться на единицу, если предшествующая с периферии зона имела максимально возможное количество. Таким образом, число минералов парагенезиса должно последовательно ступенчато уменьшаться по мере того, как мы приближаемся к граниту.

Продолжим по М. Фонтею: «Вообще в областях, затронутых метасоматозом, число независимых условий, налагаемых притекающими растворами, возрастает по мере того, как мы приближаемся к источнику. Число фаз (которые соответствуют независимым связям между химическими потенциалами) соответственно уменьшается. В самом источнике все химические потенциалы, характеризующие растворы, могут оказаться навязанными и, следовательно, в этом случае не может существовать

твердых фаз. Жидкая фаза стремится растворить минералы по соседству с трещиной — «источником» и может создать, таким образом, более или менее протяженные жеодовые пустоты». Эти пустоты, по-видимому, могут быть впоследствии заполнены. «На протяжении каждой зоны не происходит ничего кроме протекания растворов без реакции и, следовательно, без изменения состава ни твердой фазы, ни раствора, так как оба находятся в равновесии. Наоборот, на каждой границе зоны раствор отлагает или растворяет один или несколько минералов, что влечет за собой последовательное развитие внутренней зоны за счет внешней».

ХИМИЧЕСКИЕ ФРОНТЫ В ОРЕОЛЕ

На скарнах мы изучили действие метасоматоза на особо благоприятные породы. Сейчас мы рассмотрим в более общем виде его влияние в совокупности ореола путем рассмотрения химических явлений, которые можно в нем обнаружить.

Некоторые ореолы образованы одними филлитами и слюдяными сланцами, имеющими тот же общий химический состав, что и первоначальные осадочные породы: их метаморфическая кристаллизация, по-видимому, не сопровождалась химическими изменениями. В других фигурируют лептинолиты и гнейсы с значительным развитием полевого шпата. Если первоначальные породы не содержали достаточного количества щелочей, был необходим привнос щелочных веществ, эманированных из гранита. Если не всегда достоверно, что кристаллические образования ореола отражают химическую эволюцию, то очень часто толщи метаморфических серий с очень высоким содержанием некоторых минералов, таких как полевой шпат, турмалин, слюда и др., указывают, что именно так и обстоит дело. Речь идет преимущественно о явлениях метасоматоза, потому что они в широком масштабе сохраняют строение горных пород.

Представление о зоне химического влияния, распространяющейся вокруг гранита в результате продвижения паров или растворов и предшествующей граниту, является старой, интуитивной идеей. Она была уточнена работами Э. Вегманна, Д. Рейнольдса и других и стала теорией о химических фронтах гранитизации. Каждый фронт представляет собой границу распространения некоторой группы химических элементов. Фронты следуют друг за другом, располагаются в определенном порядке, обгоняют друг друга. Их распространение не обязательно связано с перемещением флюидов, но может быть связано с диффузией ионов в микрорастворах вдоль границ кристаллов или даже, по мнению некоторых авторов, диффузии через саму кристаллическую решетку.

Э. Вегманн впервые выделил щелочной и магниальный фронты в процессе гранитизации в областях мигматитов. В 1931 г. он писал [377]: «Вокруг фильтрующих колонн, ис-

пользуя выражение Пьера Термье, размещается оболочка с несколькими видами обогащений. Внутри горные породы имеют тенденцию превращаться в породы, состоящие из калиевого полевого шпата и кварца: они, таким образом, фиксируют преимущественно калий и кремнезем. Снаружи породы прежде всего фиксируют магнезию. Образование андалузита, кордиерита, sillimanита, граната и т. д. связывается с гранитизацией». Он отмечал, что горные породы из Торра-Хестен (между Хельсинки и Онас) были деформированы долгое время спустя после их образования, затем базифицированы до такой степени, что вулканические брекчии, туфы, подушечные лавы приобрели поистине аномальный ультраосновной характер в результате развития (во время гранитизации пород в соседнем районе) роговой обманки и биотита.

«Тот, кто знаком с областями мигматитов, — пишет Э. Вегманн [380], — вспомнит частые случаи, когда обогащение полевым шпатом развивается в форме пятен в горных породах. Сравнение принадлежит Термье и оно в совершенстве описывает явление... Обогащение полевым шпатом, вообще говоря, является наиболее очевидным выражением привноса вещества... Чаше всего мы представляем себе приток материи, как будто эманированной из какого-то очага. Для миграции щелочей дело обстоит, в принципе, так. Для некоторых других веществ условия миграции не являются такими простыми. Для магния, например, правдоподобны несколько способов; их следует рассмотреть на конкретных случаях. Часто роговые обманки и гранаты подвергаются биотитизации; биотит обесцвечивается и используется для образования полевого шпата; возникает светлая кварц-полевошпатовая порода с пылью рудных минералов. В этих случаях склоняются к признанию миграции магния; когда кордиерит в обильном количестве присутствует на фронте мигматитов этих массивов, приходят к признанию того, что магний мигрирует перед фронтом мигматитов. С продвижением фронта эти кордиериты перерабатываются и за пределами зоны образуются новые кордиериты. Можно было бы почти говорить о фронте кордиерита, распространяющемся по направлению к периферии с фронтом мигматитов... Следовательно, магний, по-видимому, происходит не из магмы, а из массивов пород, уже охваченных мигматизацией. Большая часть мобилизуемого магния из какого-то объема горных пород, вероятно, накапливается в какой-то части этого объема. Подобные зоны также могут быть охвачены мигматизацией. Их след долгое время может сохраняться в мигматическом граните, даже если последний на первый взгляд кажется однородным. Аналогичные явления представлены в миниатюре в темных каймах биотита вокруг светлых жил мигматитов».

Д. Рейнольдс [284] четко различает два последовательных фронта. «Когда пелитовые или полупелитовые горные породы

метасоматически изменяются на контакте так называемой гранитной магмы, они подвергаются изменениям в две отчетливые стадии. Во время первой они десилифицируются по отношению к присутствующим основаниям, иногда до такой степени, что становятся недосыщенными. Эти продукты могут даже достигнуть состава сиенита или какой-нибудь основной или ультраосновной породы. Они характеризуются более высоким процентным содержанием щелочей или кафемических составных частей, чем первоначальный осадок и соседний гранит. Для такого возрастания какой-либо составной части сверх содержания в первоначальном осадке и соседнем граните предлагается термин *геохимическая кульминация*. Когда эта десилификация полностью или в значительной мере является базификацией (привнос Fe, Mo, Ca), она характеризуется в то же самое время возрастом, достигающим обычно кульминации, одной или нескольких малых составных частей: TiO_2 , P_2O_5 и MnO ... Во время второй стадии изменения десилифицированная горная порода подвергается гранитизации, т. е. ее состав приближается к составу ассоциирующего гранита. Кремнезем и одна из щелочей повышаются, тогда как глинозем, кафемические компоненты и вышеотмеченные малые составные части снижаются». Когда первая фаза включает кульминацию щелочи, эта щелочь не обязательно будет той же, которая доминирует в соседнем граните.

Понятие *геохимическая кульминация* дает точное содержание химическим фронтам, напоминающим последовательные волны. Отметим также вместе с Э. Вегманном, что фронты, представляющие собой перегруппировку вещества, не подразумевают обязательно дальнейшее происхождение этого вещества, оно без сомнения часто оказывается отобранным по соседству.

Вообще основной и щелочной фронты проходят последовательно в какой-либо данной точке ореола, подвергнутого возрастающему влиянию гранита в ходе его продвижения. Второй фронт в ряде случаев может обгонять первый. Амплитуда фронтов может варьировать от метров до сотен метров. Однако эти явления не просты: в последовательности наблюдаются возвраты и, в частности, миграция в обоих направлениях. Впрочем, *всегда наблюдается некоторый пневматолитизм*, который часто выражается в парагенезисе* этих двух фронтов.

Нам кажется, что можно выделить третий фронт: *поздний пневматолитовый*, представляющей собой более локализованные, иногда рудоносные проявления. Конечно, мы приводим схему из трех фронтов как приближение, приемлемое только в общих чертах, ниже мы рассмотрим характерные особенности каждого.

* Термин парагенезис обозначает минеральную ассоциацию в данной породе, образованную в ходе определенного геохимического процесса.

Основной фронт

Наличие биотита, рассеянного и микроскопического в начале ореола в довольно большой удаленности от гранита, затем в виде пучков хорошо образованных пластинок вблизи гранитов, — наиболее характерные черты ореолов. С развитием в некоторых случаях весьма значительного кордиерита можно видеть в этих двух минералах характерный признак основного фронта. Возможно также, что, как вокруг гранита Оси, Нигерия, обогащение роговой обманкой происходит там, где основной фронт порфириовидного гранита проявляется в виде развития биотита и роговой обманки, отгоняемых вперед и концентрируемых в особенности вдоль зон смятия, которые контролируют гранитизацию [181]. Черный железистый турмалин (шерл), распространенный в сланцах ореола, имеет отчасти то же самое значение. Ж. Тьебо [339] описал удаление железа, дающего начало темным полоскам как биотита, так и турмалина, по окраине метаморфизма или гранитизации. Турмалин также свидетельствует о роли пневматолита в основном фронте. Д. Рейнольдс показала, что геохимическая кульминация этого фронта обычно сопровождается кульминацией Ti, P и Mn. На самом деле, вокруг гранита Оси Б. К. Кинг и А. М. де Свардт отмечают обогащение апатитом, сфеном, ортитом, находящимися в связи с обогащением железо-магнезиальными минералами.

Перигранитные аллиты и пегматиты часто сопровождаются плотной каймой биотита, которая в малом масштабе представляет собой весьма обычный тип основного фронта. В крупном масштабе каймы мигматитов представляют то же самое явление, уже отмеченное Э. Вегманном [380]. И. Халлер [148] по поводу каледонского метаморфического комплекса Гренландии пишет: «В периферических чешуях мигматитовых тел присутствуют полосы меланократовых пород часто мощностью от 5 до 10 м, представленные парагенезисами, богатыми Fe, Mg, Ca (горнблендиты и амфиболовые гнейсы, часто богатые гранатом и сфеном). Они находятся в тесной генетической связи с гранитизацией и представляют собой продукты основных выпотов центральных гранитных тел».

В краевом граните батолитов или совсем близко от его внешнего края иногда появляются штоки монзонитов, диоритов, иногда габбро, которые скорее могут представлять в некоторых случаях основные кульминации в виде плутонической зернистой фации, чем интрузии магмы, предшествующей самому граниту. Это — *проблема сложных батолитов*, к которой мы вернемся в гл. VIII.

В своем классическом труде Ф. Дж. Тернер и Дж. Ферхуген [346] приводят следующее возражение: «Если основной фронт действительно представляет зону концентрации вещества, удаленного из горных пород во время гранитизации на месте,

значительная протяженность гранитных масс, в сравнении с небольшой массой ассоциированных пород основного фронта, составляет чрезвычайно поразительную аномалию». Конечно, вышеупомянутые штоки основного состава имеют малую протяженность по сравнению с гранитами, с которыми они связаны. Но мы видели при рассмотрении эндоморфизма, что подобные горные породы основного состава могут в определенной мере рассеиваться и гомогенизироваться в главном граните до завершения кристаллизации. Кроме того, диффузия вещества в форме биотита, кордиерита и т. д. в ореоле является чрезвычайно обширной и трудно оценимой. Возможно даже, что значительная часть основных элементов в форме гидротермальных растворов вырывается за пределы внешних границ ореола. Кстати, количество мобилизуемого кафельного вещества зависит от количества существовавших ранее пород, богатых кальцием, магнием, железом. С другой стороны, основной фронт может также образоваться временно и, за исключением некоторых сохранившихся реликтов, исчезнуть под влиянием других фронтов.

Кремне-щелочной фронт

Кремне-щелочной фронт является наиболее очевидным на первый взгляд по причине хорошо видимого развития полевого шпата, часто очковидного и иногда идентичного полевоому шпату гранита. Этот полевой шпат распределяется обычно, создавая более выраженную концентрацию вдоль некоторых слоев пород ореола. Однако вблизи гранита Ульмес, Центральное, Марокко, мы могли наблюдать обнажение, в котором фельдшпатизированная зона мощностью в несколько дециметров, является параллельной контакту гранита и косой по отношению к напластованию вмещающих пород: это вполне материализует химической фронт и делает его осязаемым.

Конечно, в тех случаях, когда можно видеть, что горные породы ореола до формирования гранита имели содержания щелочей того же порядка, что и после их фельдшпатизации, не может быть вопроса о щелочном фронте: была лишь перекристаллизация в соответствии с новым состоянием равновесия. Случается также, что в ореоле нет заметного развития полевого шпата и что край гранита подходит прямо к контакту со слюдяными сланцами основного фронта. В этом случае можно сказать, что щелочной фронт представлен самим гранитом.

По данным Д. Рейнольдс [284], щелочная кульминация, опережающая гранит, может быть представлена не той же щелочью, которая доминирует в соседнем граните. В отношении одного конкретного случая (гнейсы Бор, Коррез, образованные путем щелочного метасоматоза слюдяных сланцев независимо от соседних гранитов) Ж. Юнг [171] показал, что калий и натрий перемещаются раздельно в соответствии с условиями тем-

пературы и давления. Опираясь на экспериментальные работы Альб. Мишеля-Леви и Ж. Виара [224] и Ж. Виара [398], он рассматривает перенос калия водой в суперкритическом состоянии и перенос натрия жидкой водой. Так, для химического фронта, опережающего гранит, можно думать, что вариация условий во времени и в пространстве была бы пригодна для объяснения контраста фронтов либо натрового, либо калиевого, последовательных или наложенных.

Апограниты батолитовых куполов, которые произошли путем метасоматической альбитизации нормального гранита, представляют особый случай более позднего натриевого кремне-щелочного фронта и образующего переход к следующему случаю. Эти апограниты часто обогащены отдельными металлами: Be, Li и др.

Поздний пневматолитовый фронт

К этому фронту принадлежат рудоносные скарны, которые, по мнению К. Д. Фана [260], всегда более поздние по отношению к затвердеванию периферии гранитного массива. Но чаще мы относим к нему совокупность пневматолитовых кварцевых жил, располагающихся иногда в огромном количестве вокруг некоторых гранитных массивов. К нему также относятся поздние пегматиты, богатые пневматолитовыми минералами, хотя развитие пегматитов вообще, по-видимому, часто охватывает всю продолжительность гранитизации. Впрочем, от пегматитовой жилы к кварцевой может существовать постепенный переход, как это установлено в Центральной Африке [356]. Специально мы будем рассматривать пегматиты в гл. IX.

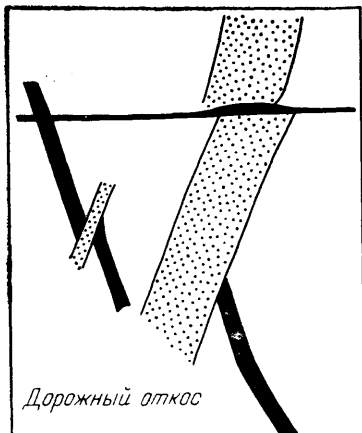
Новые химические условия, связанные с поздним пневматолитовым фронтом, в случае некоторых гранитов, особенно оловоносных, влекут за собой метасоматоз особого рода, который представляет собой развитие *грейзенов*, характеризующихся в особенности белой слюдой, иногда литиеносной. Полевые шпаты становятся неустойчивыми и разрушаются; развиваются кварц и мусковит. Грейзен представляет собой породу, сложенную преимущественно кварцем и белой слюдой, иногда с некоторыми пневматолитовыми минералами, такими как турмалин, топаз, касситерит и т. д. Он возникает за счет метасоматоза гранита или роговиков на небольшую мощность вдоль пневматолитовых жил. Иногда он образует также самостоятельные жилы интрузивного облика и в этом случае носит название *эсмеральдитов*. Когда он обрамляет пегматитовые жилы и составляет в них краевую фацию (наблюдаемую, например, в Маноно, Катанга), можно спорить, идет ли речь о грейзене или эсмеральдите. Но даже и во втором случае здесь мог быть метасоматоз, так как метасоматоз безусловно участвует в создании самих пегматитов.

Пневматолитовые кварцевые жилы содержат, в частности, кварц с касситеритом или с вольфрамитом, иногда с шеелитом или просто с мусковитом и турмалином. Крайний случай представляют жилы *турмалинитов*, образованные почти исключительно черным турмалином.

Фаза образования пневматолитовых жил более поздняя по отношению к собственно контактовому метаморфизму, который относится к предыдущим фронтам. Минералы метаморфизма, такие как андалузит, ставролит, кордиерит, не говоря о полевых шпатах, подвергаются серицитизации под влиянием этих жил. Например, в Корнуолле «четко видно, что оловоносные жилы образованы позднее метаморфизма, производимого гранитом, и что их воздействия наложены на последний» [197]. Для района Калима (Маниема, Заир) Н. Варламов [354] также пишет: «Жилы аплитов, пегматитов, кварца и флюиды, которые вызвали образование грейзенов, содержащих литиевые слюды, турмалинизацию и отложение касситерита, вольфрамита и топаза и позднее флюорита, не происходят непосредственно из мусковитовых и биотитовых гранитов, в которых они залегают и которые они пересекают и преобразуют в грейзены, а приходят снизу. Пневматолитиз накладывается на контактовый метаморфизм, в особенности в апикальных частях массивов или в небольших апофизах». Однако иногда можно видеть, что подобные жилы непосредственно следуют за гранитом. Так, мы наблюдали, что в оловярудном месторождении Эль Карит, на окраине гранитного массива Ульмес, Центральное Марокко, растяжения, связанные с размещением массива, вызывают будинач пластовых кварцевых жил с касситеритом и бериллом в сланцах ореола.

Пневматолитовые кварцевые выделения составляют сложный комплекс, распределенный на несколько фаз в течение определенного периода с составом, температурой и, следовательно, с различными свойствами в зависимости от момента их индивидуализации: они не только являются завершением фазы пегматитов. Как это излагает Н. Варламов [352], А. Е. Ферсман показал, что пневматолитовые «дистилляты» могут быть выделены в ходе различных фаз образования гранитных массивов: до некоторых пегматитов, в течение последовательных фаз развития пегматитов и в конце этого процесса.

Дж. Б. Скривенор [310] отмечает случаи, когда топазосодержащие аплиты гранитов Малайзии пересекают бесполовошпатовые кварцевые жилы с топазом. На окраине гранита Эшассьер (или Монтмен), расположенного на севере Центрального Французского массива, Г. Карретт [40] показал, что аплиты пересекают кварцевые жилы с вольфрамитом; Г. Обер [2] выявил последние порции гранита с альбитом, лепидолитом и касситеритом, более поздние по отношению к этим жилам (см. фиг. 43). Аналогичные явления наблюдал Н. Варламов [352]



Фиг. 21. Жилы на окраине гранита Ульмес, Марокко (размер рисунка по вертикали 1,5 м).
Черное — кварц, точки — аплит

в оловоносных гранитах Маннема, где некоторые кварцы являются более ранними по отношению к аплитам и пегматитам того же гранита. В Центральном Марокко в краевой части гранита Ульмес мы отметили пересечения кварцевых жил жилами аплитов с пегматитами (фиг. 21).

Таким образом, выделения пневматолитового кварца не обязательно представляют собой крайний эпизод эволюции гранитных массивов. Аналогично тому, что имеются пегматиты авангарда в гранитизации и поздние пегматиты, имеются также и независимо от них ранние и поздние кварцы. Однако кварцы, в которых компенсируется и кристаллизуется большинство пневматолитовых минералов (за исключением,

может быть, некоторой части турмалина), соответствуют относительно поздним фазам, за которыми только в исключительных случаях следуют конечные проявления аплитов и пегматитов. Может быть с поздним пневматолитовым фронтом нужно связывать фторовый фронт, отмечаемый, в частности, Я. И. Седерхольмом вокруг докембрийских гранитов в локализованных массивах Финляндии и гранитов рапакиви этой же страны. Он наблюдался также Э. Вегманном в Южной Гренландии.

Если эти проявления пневматолита затрагивают сам гранит (грейзенизация, гипогенная каолинизация), можно говорить об автопневматолите этого гранита.

МЕХАНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ОРЕОЛЕ

На периферии локализованных массивов гранитов породы ореола проявляют странный мобилизм, совершенно поразительный на выходах. Он не проявляется в соседнем, по виду однородном граните, где конечные кристаллические образования стерли переходные фазы. Эта подвижность горных пород одновременна с метаморфизмом. Явление, хорошо известное на краю различных гранитных массивов, было описано, в частности, П. Юпе [158] в граните Неувель, Верхние Пиренеи, вблизи высокогорного убежища Пак. Он ставит эту пластичность «в связь с молекулярной подвижностью, которая характеризует метаморфизм». «Барезьен»* (barégiennes) является «тем более слож-

ным и разнообразным, чем он ближе к контакту; его связь с метаморфизмом, таким образом, очевидна. Но самое экстравагантное — это складки, не разбитые трещинами, что подразумевает такую пластичность, которой не могли обладать ни первоначальные осадки, ни образованные роговики. Следовательно, они отмечают тот момент, когда действующий метаморфизм допускал высокую подвижность химических элементов. Кстати, эта подвижность великолепно засвидетельствована необычным поведением карбоната кальция, который окружает силикатные пласты. Плотные роговики проявляют будинаж* и преимущественную ориентировку вытянутых минералов, причем и то, и другое одновременно с метаморфизмом и отражает, как и барезьен, действие ориентированных сил. Возраст этих явлений доказывается их соотношениями с аплитами. Ориентированные минералы (амфиболы) параллельны весьма сжатым плоскостям сланцеватости, косым по отношению к напластованию и подчеркнутым аплитовыми прожилками.... Сланцеватость показывает, что речь идет о сжатиях, одновременных с аплитами. В том, что касается будинажа, зоны пережима между будинами часто исполосованы ступенчатыми разрывами, заполненными аплитовым выполнением. Зональность будин указывает на пластичное растягивание; разрывы — растяжение твердого тела, одновременное с аплитами. В обоих случаях речь идет о растяжениях».

Как говорит Э. Вегманн [377], «подвижность повышается с химическим привнесом». Ж. Гогель отмечает, что условия, делающие возможной перекристаллизацию минералов горных пород, снижают в то же время сопротивление этих пород деформациям.

Этот мобилизм, проявленный в ореоле, находится в связи с геометрической структурой гранитных массивов (гл. VII) и с общей тектоникой района, если гранит является синкинематическим (гл. XIV). Но в локальном масштабе сеть этих деформаций играет определенную роль в развитии и продвижении самого гранита. Б. К. Кинг и А. М. де Свардт [181] проанализировали эту сторону явления. В окрестностях Оси, Нигерия, они изучали две последовательности гранитизации, которые в древнем фундаменте страны создали гранито-гнейс синтетонического характера и посттектонический порфиroidный гранит, часто с секущими контактами. Сначала гранитизация проявляется в масштабе обнажения преимущественно вдоль мелких поверхностей скалывания во вмещающих породах. На этой стадии она выражается в аплитовых полосах с нечеткими краями, часто ориентированных косо к полосчатости вмещаю-

* Название, данное в Пиренеях складкам осадочных пород, образованных полосчатыми, чередующимися пластами известняков и кремнистых пород.

* Будинаж — это растягивание жесткого пласта между более пластичными пластами с периодическими разрывами этого пласта.

щих гнейсов. На более продвинутой стадии полосчатость гнейсов более или менее стирается, сохраняясь долгое время в форме структур-призраков. «Полупластичное скалывание составляет главный механизм, ответственный за локализацию позднейшей гранитизации, тесно с ним связанной». В разрывах скалывания вмещающих гнейсов скапливается или образуется под воздействием основного фронта биотит. После гранитизации подобные полосы основного состава могут сохраняться в виде шпир в граните. «Подчеркивается контроль, производимый деформационными структурами на размещение основной массы гранита, и нужно обратить внимание также на то, что частое нахождение мелких частично залеченных трещин скалывания в самом граните свидетельствует о продолжении напряжений на протяжении фазы порфировидного гранита».

П. Юпе [160] также наблюдал в граните массива Неувель подобные более или менее стертые структуры скалывания; он настаивал на важной роли деформаций, которые, по-видимому, обуславливают гранитизацию.

ПОВЕРХНОСТИ ПЕРЕРЫВА В ОРЕОЛЕ

До сих пор мы исходили из явлений непрерывности в связи с химической диффузией в ореоле. Но выявляются также резко обозначенные границы петрографических структур и химического состава либо обусловленные «экранами», более или менее избежавшими метаморфизма и заключенными в породах ореола, либо контактом зернистых плутонических пород, гранита и его разнообразных фаций.

Экраны

Химическая и механическая эволюция горных пород ореола замедляется и приостанавливается в тех образованиях, которые составляют экран и которые продолжают существовать в мало измененной форме среди гораздо сильнее метаморфизованных пород. Эти образования носят название ресисторов. Их изменения сводятся к частичной локальной перекристаллизации, часто микроскопического масштаба, с развитием, например, небольшого количества биотита или кварца.

Речь идет о весьма тонкозернистых, плотных и жестких горных породах, которые сопротивляются деформациям; важную роль последних для распространения и усиления метаморфизма мы уже отмечали. И еще, породы, стойкие к метасоматозу из-за своего химического состава: мономинеральные породы, такие как кварциты или чистые известняки. Наконец, породы, ранний парагенезис которых остается в равновесии с новыми физико-химическими условиями метаморфизма. Этот случай как будто представляют некоторые долериты, которые к тому же слабо деформируются.

Эти экраны могут просуществовать до завершения гранитизации после прохождения различных химических фронтов. Они объясняют плоские формы стратиформных тел гранитов, которые ими ограничиваются. Крупные септы, вклинившиеся в мигматиты или в гранит, так же как и антецедентные (*antécédents*) жилы, погруженные в гранит, связаны с тем же явлением (напомним, что антецедентные жилы представляют собой такие жилы, которые существовали в среде, предшествующей гранитизации и сопротивлялись последней, *сохраняя свою форму* в среде, превратившейся в гранит).

В своем классическом исследовании мигматитов Э. Вегманн [380] отмечает, что «различные породы фундамента преобразуются с различной скоростью. Чистые амфиболиты сопротивляются наиболее долго» Б. К. Кинг и А. М. де Свардт [181] пишут: «Пусть они возникли в результате начальной базификации или же пусть они составляют часть комплекса более ранних пород, наиболее богатые биотитом и амфиболом гнейсы и сланцы являются относительно устойчивыми к гранитизации». Г. Гитар [144] показывает, что фронт мигматитов Канигу, Восточные Пиренеи, остановился у основных штоков и пластов циполина. Б. К. Кинг [180] описывает в Скай преобразование пластины торридонского песчаника в гранит третичного возраста; почва сложена непретворенным кембрийским известняком, а кровля — третичным базальтом, превращенным в габбро.

Контакт гранита

Контакт гранита, т. е. появление зернистых структур, типичных для плутонических пород, представляет собой главный перерыв ореола. Мы можем назвать его «фронт зернистой структуры» или просто «фронт гранитизации».

Хотя это и не является общим случаем, этот фронт может соответствовать значительным химическим аномалиям.

В самом деле, в контакте не всегда находят собственно гранит, тот, который существует внутри массива, но иногда разнообразные фации, разнородные типы и в особенности основные типы, диориты или габбро. Х. Х. Рид [280], вслед за Д. Рейнольдс, признает, что подобные основные концентрации, имеющие «изверженный» облик, представляют собой железомagneзиальные кульминации. Эти кульминации могли бы объяснить «некоторые тела основного или ультраосновного состава, встречающиеся на окраинах гранитных масс или в виде множества мелких тел в мигматитовых комплексах». С другой стороны, верно, что существование основных меланократовых типов на периферии некоторых плутонических массивов часто интерпретируется как обязанное магматической дифференциации, при этом сначала, по-видимому, возникают порции габбро; затем дифференциация производит все более и более кислые

фации, которые внедряются в центр массива, более или менее перерабатывая и дислоцируя периферические зоны основного состава с возможным образованием эруптивных брекчий, включающих крупные меланократовые включения. Этот механизм можно напомнить в отношении Адамелло (гл. VIII).

Нам представляется, что обе модели, Д. Рейнольдс и «магматистов», не являются несовместимыми и что между ними имеется связь, если отдавать себе отчет об амплитуде изменений *мобилизованной среды* гранитизации в своем смешанном состоянии (с. 15)). Кстати, в гл. VIII мы увидим, что гранитная дифференциация нам не кажется «магматической» как в вулканических жидкостях. Объективно в случае основных тел периферической части гранитов мы видим только, что фронт гранитизации догнал и обогнал основной фронт. Что касается функционирования этих фронтов, оно может быть описано по различным моделям, при этом та или другая лучше подходит к тому или другому частному случаю, или скорее к тому или другому моменту эволюции (с. 151).

В более общих случаях, отмеченных выше, химические аномалии периферии не возникают; между гранитом и породами ореола имеется нечто вроде химического перехода. Начиная извне, они изменяются, приближаясь по составу к граниту. Бросается в глаза факт, касающийся мигматитовых септ и включений. Их преобразование часто достигает такой степени, что они больше не отличаются от самого гранита и кажется, что они внутри него стираются. В некоторых месторождениях можно установить непрерывный ряд между эналлогенными включениями в слюдистых сланцах и эндополигенными включениями в контаминированном граните, немного более темном, чем нормальный гранит. От сланцев к граниту также существует непрерывность по серии образцов. То же замечание для септ мигматитов: вначале аналогичные лептинолитам, они кончают тем, что становятся аналогичными инъекционным гнейсам, которые их окружают, и, наконец, все смешивается в граните. Короче, наблюдается связь между результатами контактового метаморфизма и результатами ассимиляции. Продвинутый до такой степени метаморфизм и гранитный эндоморфизм становятся эквивалентными. Этот факт был установлен А. Лакруа [191]: «Элементы, привнесенные в сланцы, присоединенные к веществу последних, могут создать породы, имеющие минералогический состав, очень близкий к составу самого гранита». Ассимиляция в узком смысле слова, т. е. прохождение фронта гранитизации, этим, конечно, облегчается.

Однако даже тогда, когда переходы в гранит в локализованных массивах постепенны (что бывает не всегда), они происходят очень быстро. Граница между гранитом и вмещающей породой может быть проведена с точностью в несколько дециметров или самое большее в несколько метров.

После прохождения фронта гранитизации породы эволюционируют согласно законам ассимиляции. Физический перерыв, связанный с этим фронтом, не препятствует тому, что эволюция протекает по тем же направлениям, что и метаморфизм ореола: кристаллизация с увеличением размеров зерен для всей совокупности пород, тенденция к изотропии пород и к гомогенизации, растворение кристаллов и негранитных структур (по нормам нормального гранита, т. е. гранита из внутренней части массива). Оба этапа, разделенные прохождением фронта гранитизации, аналогичны тому, что можно назвать по тому или иному включению: эналлогенный и эндополигенный этапы. Но между этими двумя видами включений перерыв не бросается в глаза, так как вообще каждый из них полностью принадлежит к одной или к другой из двух стадий, в то время как граница гранита очерчена геометрически. При взгляде на включения, находящиеся на различных ступенях эволюции, возникает чувство продолжения одного и того же явления, чувство, что контактовый метаморфизм и ассимиляция соответствуют двум различным моментам единой эволюции. Это делает тем более загадочным необычный эпизод, отмечающий переход от одного момента к другому. Не объясняется ли это просто резким частичным анатексисом, за которым следует гомогенизация в результате общей диффузии во внутренней части плутона? Но удивляет внезапность явления; ему должен был бы предшествовать дифференциальный анатексис с мощными мигматитами. К этим вопросам мы вернемся в конце книги.

Глава VII. ГЕОМЕТРИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

Структурные особенности имеют большое значение для интерпретации истории геологических систем, когда может осуществляться возможность кинематического, т. е. хронологического, наблюдения. Это имеет интерес в подобного рода исследованиях гранитных массивов. Особенности структуры гранита как в крупном плане, так и в масштабе петрографических деталей могут быть приписаны подвижности еще пластичной среды и деформации породы после ее консолидации. Они свидетельствуют о механических явлениях, затронувших гранитные массивы в период их становления.

С одной стороны, эти исследования заключаются в наблюдении «ориентированных черт», обнаруживаемых в недрах гранита в макроскопическом масштабе и относящихся к тому,

что можно назвать пластичной и жесткой фазами внедрения. Эти явления были выявлены и изучены Г. Клоосом, который сгруппировал их под названием «гранитной тектоники» (Granittektonik).

С другой стороны, *структурологические исследования* (Ge-fügekunde) Б. Зандера позволяют продолжить исследования подобного рода в микроскопическом масштабе, изучая статистически преимущественную кристаллографическую ориентировку кристаллов в горной породе, особенно в случае пород, испытавших тектонические усилия, повлиявшие на их структуру. Эта ориентировка находится в связи с полем напряжений в эпоху кристаллизации независимо от других факторов, таких как физическое состояние, анизотропия, гранулометрия и строение ранее существовавшего вещества. Впрочем, структурология не замыкается в области микроскопии кристаллов, но может касаться также ориентировки тектонических структур в масштабе обнажения.

Когда ее применяют к граниту макроскопически, она перекрывает «гранитную тектонику». Однако обе дисциплины обычно применяются по-разному: структурология имеет целью построение диаграмм частот, показывающих статистически средние направления линий и плоскостей, в то время как гранитная тектоника имеет целью составление карт, где такие явления нанесены в точках наблюдения. Само собой разумеется, что если увеличить число точек наблюдения, случайные колебания корректируются и геометрическая структура может выявляться вполне удовлетворительным образом. Напротив, построение структурологических диаграмм на сферической сетке Шмидта имеет то преимущество, что они показывают симметрию, которую может представить система ориентированных особенностей, так же как и значение этих различных особенностей, сравнимых друг с другом с точки зрения их статистической дисперсии [300, 301, 307]. Оно позволяет в некоторой мере рассмотреть поле напряжений, которое существовало во время кристаллизации и могло привести к образованию некоторых структур.

Микроскопическая структурология использовалась, в частности, при изучении горных пород регионального метаморфизма складчатых зон, а в настоящее время ее пытаются применить при изучении плутонических пород, особенно перидотитов [62], но также и гранитов [374, 375].

ХАРАКТЕРНЫЕ ОРИЕНТИРЫ

Характерные ориентиры представлены плоскостями и линиями, перечень которых приведен ниже. В макроскопическом масштабе они наблюдаются и изучаются в полевых условиях. В микроскопическом масштабе они определяются под микрос-

копом на столике Федорова в образцах, ориентировка которых была отмечена в поле при их взятии.

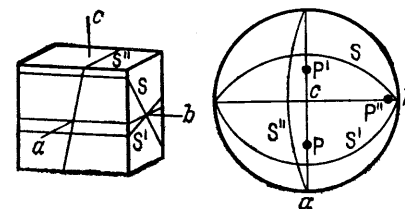
Направление плоскостей можно нанести на сферу положением точки контакта касательной плоскости, параллельной этому направлению, или дуги большого круга, параллельного рассматриваемой плоскости. Можно также изобразить направления линий на той же сфере, отмечая пересечения сферической поверхности радиусом сферы, параллельным этой линии. Точки на сфере отыскиваются по сетке меридианов и параллелей, отнесенной к линии полюсов сферы, которые обычно соответствуют горизонтальному направлению север — юг на местности, плоскость экватора при этом является вертикальной. Для того чтобы было удобно изображать результаты, можно использовать стереографическую проекцию сферы на меридиональную плоскость, расположенную горизонтально. В соответствии с методом, используемым в кристаллографии, сеть меридианов и параллелей образует сеть криволинейных четырехугольников, называемую диаграммой Вульфа. Эта проекция сохраняет углы между линиями, проведенными на поверхности сферы. Но удобнее использовать несколько отличную проекцию, называемую диаграммой Шмидта, которая сохраняет площади сферической сети (вместо углов). Эта вторая система имеет преимущество в том, что она немедленно выявляет плотности распределения систем полученных точек. На фиг. 22 показан способ нанесения плоскостей на эту диаграмму.

Сейчас мы перейдем к обзору ориентированных особенностей горных пород, называемых «тектонитами», т. е. тех пород, внутреннее строение которых связано с деформациями, как это имеет место в случае метаморфических пород. Эти особенности распространяются, например, на породы внешнего обрамления гранитных массивов. Затем в этой совокупности мы рассмотрим те характерные особенности, которые приложим преимущественно к самим гранитным породам.

Плоскости, которые могут быть приняты во внимание в структуре тектонитов, представлены: плоскостями уплощения кристаллов, кристаллографическими плоскостями минералов, наложением, сланцеватостью, трещинами, сбросами и жилами. С другой стороны: линии удлинения призматических кристаллов, кристаллографические и оптические оси кристаллов; шар-

Фиг. 22. Диаграмма Шмидта.

По рисунку Тернера и Ферхугена [346] показана проекция нижней полусферы, где изображены точки, соответствующие трем плоскостям пространства S , S' , S'' , и полюсы P , P' , P'' этих плоскостей. Расположение плоскостей в пространстве показано в левой части рисунка



иры и микрошариры складок; штрихи на поверхностях пластов или трещин; пересечения систем плоскостей (например, пересечения двух трещин). Эти перечни, кстати, не являются исчерпывающими. Смотря по обстоятельствам могут быть использованы и другие критерии, например линейная деформация ископаемых остатков или галек.

Понятно, что эти особенности, нанесенные на сетку Шмидта, дают группировки точек, пригодные для интересных интерпретаций. Если, например, точки, представляющие кливаж, распределяются в виде «пояса» вдоль большого круга сферы, это указывает на то, что этот кливаж смят в складку по цилиндрической поверхности, простираение оси которой на сфере представлено полюсом большого круга.

Характерные особенности пластичной фазы гранита

Их можно классифицировать следующим образом [34, 7].

Сланцеватость гранитов. Большинство гранитов имеет плоскостную текстуру, аналогичную сланцеватости, едва намеченную или более или менее подчеркнутую. Уплотненные минералы, в особенности слюды, имеют тенденцию к параллельной ориентировке в плоскости, направление которой может естественно варьировать в различных частях массива. Это расположение часто бывает проявлено слабо и устанавливается лишь при внимательном осмотре. Иногда, по Р. Болку, оно проявляется только в параллельной ориентировке некоторого количества границ зерен кварца и полевого шпата.

Довольно часто крупные сплюснутые полевые шпаты порфировидных гранитов, местами на расстоянии в несколько метров или десятков метров, вырисовывают искривленные структуры, следуя по неправильным узорам. Современные авторы охотно объясняют их «завихрениями» в течении «магмы». Поскольку весьма маловероятно, что гранитное вещество в своей массе было охвачено турбулентным течением как какая-нибудь жидкость (особенно на стадии кристаллообразования крупных полевых шпатов), мы полагаем, что нужно рассмотреть другие причины. Можно было бы подумать о местных конвекционных течениях интерстиционной среды в материале в ходе гранитизации.

Флюидальная плоскостная текстура. Она состоит в чередовании слоев гранита, несколько отличающихся по своему облику, например порфировидные и обычные граниты. Крупные полевые шпаты первых охотно ориентируются параллельно друг другу. Имеется непрерывный переход между этой «флюидалностью» и сланцеватостью, направления которых совпадают. Заметим, что термин «флюидальный» является здесь исключительно описательным и не обязательно означает, что физическое состояние вещества было жидким (аморфным или смешанным с суспензией кристаллов).

Дифференцированные полосы. Шлиры. Линейная ориентировка мелких эллиптических зон или линзовидных полос протяженностью в несколько дециметров или несколько метров, отличающихся от общего фона гранита своим более аплитовым или более темным составом. Мы даем им классическое название «шлиры». Многочисленные примеры этих любопытных структур обсуждались Ж. Дидье [82] в его значительном труде по включениям гранитов.

Среди них наиболее замечательны *темные шлиры*, характеризующиеся более высокой концентрацией меланократовых минералов окружающей породы. В некоторых случаях речь идет лишь о биотите, о более мелком зерне, чем в соседнем граните. Граница обеих пород может быть четкой или постепенной. Такие шлиры образуют простые или повторяющиеся полосы общей мощностью несколько метров, причем каждая из них имеет мощность в несколько сантиметров. Они могут продолжаться непрерывно (или нет) на расстояние в несколько десятков или сотен метров, иногда параллельно контакту гранитного массива, но на некотором расстоянии внутри. Можно отметить гранитный и сиенитовый массив Нунарсуит в Гренландии [154] и в особенности некоторые сложные батолиты Ахагара, Сахара (см. гл. III).

Происхождение этого рода шпир является загадочным. В противоположность некоторым хорошо изученным случаям, отмеченным Ж. Дидье, шлиры Ахагара и Гренландии не кажутся возникшими за счет ассимилированных и растянутых гранитом древних эналогенных включений основного состава. В самом деле, в них не видно переходов к включениям, иногда соседним, и геологический контекст не предполагает подобной принадлежности. Нам кажется, что эти шлиры напоминают слюдяные зонки вокруг нодулей орбикулярных гранитов; но они, однако, не имеют ориентированных структур, существующих иногда вокруг нодулей (см. гл. V).

Ж. Буассона отметил, что шлиры гранитов Ахагара обогащены минералами начала гранитной кристаллизации: биотитом, амфиболом, плагиоклазом и акцессорными минералами. Он видит в них ранние продукты кристаллизации, взвешенные в магме и увлеченные течением в контакт более вязких или уже застывших зон. Он указывает на конвекционные магматические течения. По нашему мнению, их можно было бы рассматривать как полосы химической диффузии, аналогичные повторяющимся слюдястым оболочкам нодулей в орбикулярных гранитах. Но в противоположность оболочкам нодулей, господствующие напряжения придали шлирам структуру течения, о которой свидетельствуют мягкая волнистость поверхности и мелкие лежащие складки. На этой стадии кристаллизации среда была чрезвычайно пластичной.

Плоские рои включений. Расположение в массиве аналогич-

но шлирам, но речь явно идет о полосах эналлогенных включений. Эти рои расположены вдоль плоскостей флюиальности.

Направление растяжения гранита или линейная флюиальность. Это направление параллельности, которое принимают вытянутые минералы: роговая обманка, если она имеется, или полевой шпат, у которого самое крупное измерение явно превосходит другие. Направление растягивания часто оказывается в плоскости флюиальности. Некоторые авторы, вслед за Г. Клоосом, интерпретируют его как линейное течение материи или как тенденцию к такому течению.

Интерпретация. Принимается, что характерные особенности пластичной фазы могут быть приписаны давлению, господствующим до окончательной консолидации, и являются последствиями пластичности среды в процессе гранитизации. Они, по видимому, не связаны со сланцеватостью, наложенной на среду в твердом состоянии как в метаморфических сланцах. Некоторые из них (линейная ориентировка включений, шлиры), вероятно, указывают на более высокую степень ориентирования, чем это выражается частичной и часто колеблющейся ориентировкой порообразующих минералов. С другой стороны, можно было бы думать, что они просто отражают стратификацию осадочных толщ, занимавших то место, где сформировался гранит, и имеют характер *палингенеза*, если говорить языком Я. И. Седерхольма. Поддержать эту идею могло бы линейное расположение включений, продолжающихся в гранит осадочных толщ, внешних по отношению к граниту; линейное расположение, которое представляется неиспытанным смещения или испытанным его очень слабо. Однако такие случаи могут быть обязаны часто, но не всегда реализуемому согласию между собственно флюиальностью рождающегося гранита и стратификацией вмещающих пород. Но часто также случается, что флюиальность четко отличается от стратификации и сланцеватости (развитой в твердом состоянии) вмещающих пород, если последние ее имеют: она вырисовывает, например, крупные низкие купола, в то время как вмещающие толщи смяты в сжатые вертикальные складки с вертикальной сланцеватостью. Иногда она ориентируется параллельно контакту массива, в то время как он косо сечет стратификацию смежных пород. Отсюда мысль, что ориентированные признаки зависят от давлений, производимых на мобилизованную среду в ходе гранитизации.

Характерные черты жесткой фазы гранита

Кливаж. Кливаж гранита представляет собой направления, по которым порода может раскалываться на плоские поверхности под действием ударов, которые можно произвести с помощью, например, клина. Различие между гранитной сланцеватостью, приписываемой пластичной фазе, и кливажом, припи-

сываемым жесткой, является слабым. Оно опирается на то, что кливаж обычно связан с ориентировкой трещин жесткой фазы. Но иногда, напротив, наблюдается тесная связь кливажа и сланцеватости. В некоторых случаях кливаж, вероятно, обязан микроскопическому растрескиванию кристаллов или линейному расположению пузырьков в кварце [7].

Преимущественное направление кливажа, наблюдаемое в некоторых гранитах часто называется *рифтом* (rift). В гранитах с подчеркнутой флюиальностью рифт следует по ней. В других случаях он существует без того, чтобы мы знали его причину: без сомнения, действие напряжения того же рода, что и напряжения, вызвавшие образование трещин, но более рассеянные. Мы находим второй, менее простой кливаж, ориентированный приблизительно под прямым углом к первому. Он называется *гренем* (grain), термин, не имеющий никакого отношения к термину, обозначающему размер кристаллов. Эти виды кливажа то постоянны, то изменчивы в различных пунктах гранитного массива. Один из них может следовать системам трещин отдельности; но иногда он идет диагонально по отношению к ним. Часто один из них почти вертикален, другой же — более или менее горизонтален и они пересекаются по линии растяжения гранита.

Трещины отдельности. Трещины отдельности гранита приблизительно вертикальны либо горизонтальны. Вертикальные или весьма крутопадающие трещины закономерно протягиваются в глубину массива. Их простираение более или менее выдерживается на значительных расстояниях в данном массиве. Обычно имеется две системы трещин отдельности с падением, близким к вертикальному, ориентированных приблизительно под прямым углом. Горизонтальные или слабо наклонные трещины придают, кроме этого, массиву пластообразное залегание. Вблизи дневной поверхности присоединяются и другие трещины, грубо параллельные им и образованные в результате колебаний температуры воздуха. За исключением того случая, когда условия являются нерегулярными, нормальное удаление трещин, довольно постоянное в пределах массива, может колебаться от 1—2 дм до 1—2 десятков метров.

Направления трещин отдельности образуют, таким образом, трехгранник с более или менее прямыми углами. По Г. Клоосу, два из этих направлений пересекаются по направлению растяжения. Обычно это — закрытые трещины. Третье направление, перпендикулярное растяжению, часто содержит открытые трещины, которые могли дать место жильным выполнениям: аплитам, пегматитам, кварцу, лампрофирам, порфирам. Кроме направлений этого трехгранника, имеются диагональные трещины по двум направлениям, косым к трещинам, нормальным к растяжению и составляющие с этой трещиной угол менее 45°. Наконец, мы находим исштрихованные милонитовые поверхности,

где горизонтальная проекция штрихов систематически параллельна растяжению.

Следует отметить, что характерные особенности твердой фазы прослеживаются и во вмещающих породах, испытавших трещиноватость в аналогичном плане, но с различным качеством: например, с различным удалением трещин.

Ориентировка кварца. К жесткой фазе мы относим и ориентировку кристаллов кварца гранита, так как она, по-видимому, связана с вышеописанной системой трещин, перпендикулярных растяжению.

В плутонических породах, и в частности в граните, кристаллографическая ориентировка кристаллов гораздо менее выражена, чем в метаморфических тектонитах, вероятно, вследствие медленности эволюции, изменения условий во время этой эволюции, возможной множественности происхождения кристаллов какой-то одной определенной минералогической разновидности (в данном случае кварца) и менее строгого влияния напряжений на кристаллизацию. Однако А. Вацнаур и Г. И. Бер [375], А. Вацнаур [374] смогли выявить систематическую ориентировку кварца. Накапливая на одной структурологической диаграмме (сетка Шмидта) результаты многочисленных диаграмм, относящихся к кварцу одного и того же гранитного массива, они смогли получить статистические изображения нескольких тысяч зерен кварца. Они показали, что главная ось кварца ориентируется в виде конуса с раскрытием 140° , геометрическая ось которого расположена параллельно растяжению породы, т. е. перпендикулярно вышеотмеченным трещинам растяжения. Эти результаты, по-видимому, касаются α -кварца (низкотемпературный кварц). В риолитовых порфирах главные оси кварца ориентируются в виде конуса с величиной раскрытия 60° и речь, по-видимому, идет о β -кварце.

СТРУКТУРОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Гранитная тектоника массива

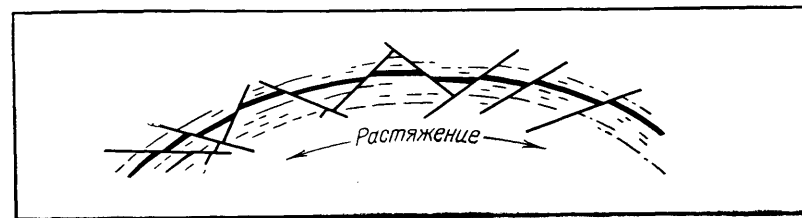
Как уже было отмечено, Г. Клоос предшествующие явления сгруппировал под названием «гранитной тектоники». В самом деле, они не связаны и обязаны случайным причинам, но находятся в связи с режимом механических усилий в эпоху становления гранита. Их совокупность определяет мегаструктуру, отражающую что-то от этого режима усилий и проявляющуюся при картировании ориентированных характеристик.

Общая трещиноватость гранита возникает сразу же после его кристаллизации. Действительно, некоторые трещины выполнены дифференцированными продуктами гранита (пегматиты, лампрофиры и др.). С другой стороны, очень часто отмечается согласие между размещением характерных черт жесткой и пластичной фаз: совпадение направления линейного растяжения

гранита с пересечением двух семейств трещин отдельности; частое совпадение флюиальности и одного направления трещин отдельности. Усилия, существовавшие во время образования еще пластичного гранита, продолжались и после его кристаллизации. Различные характерные черты, созданные в ходе этой эволюции, дополняют друг друга.

Это касается, конечно, тех гранитных массивов, которые не были впоследствии включены в орогенические зоны с интенсивной деформацией. Например, герцинские граниты Альп были чересчур деформированы в третичную эпоху, чтобы быть пригодными для восстановления гранитной тектоники. Но, напротив, это восстановление возможно в большинстве массивов, оставшихся впоследствии жесткими. Имеются возражения в том, что должны существовать трещины, вызванные сокращением гранита при охлаждении, вид которых должен был бы быть беспорядочным из-за местных неоднородностей, особенно на окраине. Устанавливается, что это воздействие, если оно и существует, имеет подчиненное значение. По Г. Клоосу, трещины усадки гранита должны согласовываться с тектоническими, не образуя особую категорию.

Гранитная тектоника изменяется в зависимости от общей формы и размеров массива, очевидно также и от условий их формирования, в неподвижной раме или в ходе складчатости. Направление растяжения, когда оно существует, прослеживается с удивительной выдержанностью через весь массив. Оно рисует тогда различные структуры: купола и своды линий растяжения. Плоскости флюиальности часто рисуют, начиная от центра к краям крупных гранитных массивов, широкие купола и низкие своды. На этих сводах система трещин, параллельных оси свода, расположена веерообразно: иногда это субвертикальные трещины в центре и постепенно наклоняющиеся по направлению к бортам. Г. Клоос интерпретирует этот веер как результат растяжения вдоль касательной к разрезу свода. Веер может быть также повернут вниз; интерпретация та же, так как эта система сопряжена с предыдущей, с которой она может, кстати, сосуществовать (фиг. 23).



Фиг. 23. Сводовый массив, пересеченный сопряженными трещинами растяжения, по Г. Клоосу.

Для того чтобы наглядно показать сланцеватость гранита, дифференцированные полосы сконцентрированы вдоль схематического пластообразного слоя

Помимо этой структуры крупных куполов и сводов, которые, по-видимому, являются общими в многочисленных батолитах, могут встретиться и другие расположения. Вдавленные структуры, имеющие синклинальный облик, могут соответствовать крупным *стратиформным гранитным телам, обладающим дном*. В этом случае структура гранита сходна с региональной структурой осадочных толщ, являющихся крупной рамой гранита. Г. Клоос настаивал на частой распространенности плоских гранитов подобного рода, часто смешиваемых с батолитами. Другие структуры представлены структурами в виде колонн, иногда диапиров, или открытых вверх воронок. Например, гранит Фламанвилль, Нормандия, обладает некоторой флюидалностью, устанавливаемой по кристаллам и ксенолитам и расположенной в виде открытого вверх конуса с радиальными трещинами отдельности [215].

Случается, что эти структурные системы появляются в крупных массивах, состоящих из нескольких элементарных массивов, индивидуальность которых не вытекает при простом петрографическом изучении. Таков случай с двойным куполом батолита Сьерра Невада, близ Йосемита, Калифорния [54]. Наконец, Г. Клоос устанавливает отсутствие структуры, т. е. упорядоченности характеристик, для некоторых массивов, которые, по-видимому, могут быть лакколитовыми гранитами и которые стали неподвижными до начала кристаллизации [54].

В случае субвулканических гранитных массивов мы мало или совсем не наблюдаем признаков «гранитной тектоники» внутри массивов. Этот факт является парадоксальным, принимая во внимание значительные видимые движения на периферии таких массивов. Г. Клоос и К. Худоба [56] отметили этот факт для массивов Брандберг и Эронго в Юго-Западной Африке. В каледонском граните Росс в Ирландии, который представляет собой кольцевую систему типа гранитов «кальдеры оседания» Шотландии (с. 60), У. С. Пичер [261] устанавливает, что характерные особенности пластичной фазы выражены очень слабо и что для жесткой фазы система трещиноватости аналогична с вмещающими породами, не имея связи со структурой кольцевого комплекса. Кажется, что субвулканические массивы на свое обрамление реагировали как единый блок. Этот факт, вероятно, не мог бы быть приписан малой глубине образования таких гранитов: некоторые диапировые граниты, тем не менее затронутые гранитной тектоникой, вероятно, формировались на малой глубине. Мы думаем, что он скорее может быть приписан темпу эволюции в «вулканическом» стиле, т. е. быстрому, отличному от темпа эволюции в «тектоническом» стиле, т. е. медленного, характерного для многих гранитных массивов.

Механические воздействия на контактах

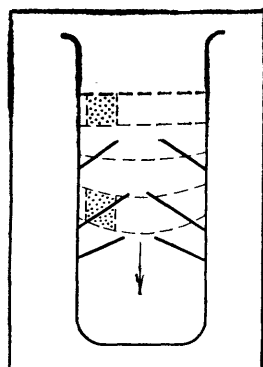
Механические воздействия больше проявляются на контакте интрузивных фаций, в частности у диапировых и субвулканических гранитов. Г. Клоос [53] сравнил их с трещинами, наблюдаемыми на краю ледников (фиг. 24). Там краевые трещины, ориентированные косо по отношению к краю, ограничивают блоки, слегка повернутые друг относительно друга, потому что течение льда оказывается менее быстрым на краю, чем в середине ледника. Следовательно, трещины понемногу поворачиваются при движении вниз по течению, причем ось вращения каждой находится вблизи борта. Отсюда возникает серия ступенчатых сбросов между блоками, смещение по которым происходит по направлению к центру ледника, если переходить от блока, расположенного сверху по течению к блоку ниже по течению. Эти сбросы становятся видимыми по выходам пластов стратифицированного льда (фиг. 25). Когда трещины поворачиваются на достаточный угол, они вновь закрываются и срстаются, в то время как зарождаются другие трещины с первоначальной ориентировкой.

Аналогичное расположение наблюдалось на окраине некоторых гранитов, а именно гранита Штрелен в Силезии (фиг. 26,б). В противоположность леднику течение совершается вверх. От стенок трещины склоняются к нижней части гранитной массы. Иногда они исстрихованы, милонитизированы и содержат развальцованные аплиты. Но иногда сбросы имеют обратное положение (фиг. 26,а), что, по Г. Клоосу, может произойти из-за того, что давление интрузии на стенки было более выражено и что вращательное движение блоков проявлялось слабее, чем собственно восходящее движение гранитного массива.

Нормально краевые трещины относятся к одной из систем трещин в массе гранита, принимающей преобладающее значение вблизи борта. Кстати, милонитовые трещины с заметным перемещением чаще встречаются в краевых частях в результате увеличения механических воздействий.

Это характеризует не только особенности жесткой фазы, но также и пластичную фазу. В самом деле, иногда на небольшом интервале от контакта встречается жильная сеть гранита, аплита, пегматита или кварца, полностью деформированная системой сжатых пегматитовых складок. Таков случай на окраине гранита Ли-Кайауа в Пиренеях [266]. Кроме того, вообще говоря, на окраине пиренейских локализованных гранитных массивов известковые сланцы палеозойского возраста собраны в своеобразные зигзагообразные складки, обязанные местным деформациям контактов. Кстати, случается также, что гранит краевой части проявляет сланцеватость, затронутую мелкими складками, шарниры которых параллельны удлинению массива.

В значительно более крупном масштабе в некоторых слу-



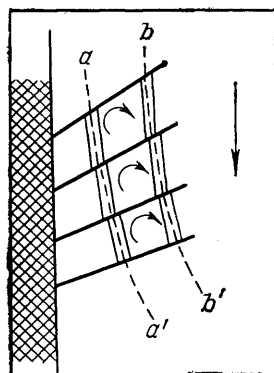
Фиг. 24. Схема образования краевых расщелин ледника.

Воображаемый квадрат, проведенный на поверхности ледника, растягивается в ромб из-за более быстрого течения в центральной части. Расщелины образуются под прямым углом к растяжению

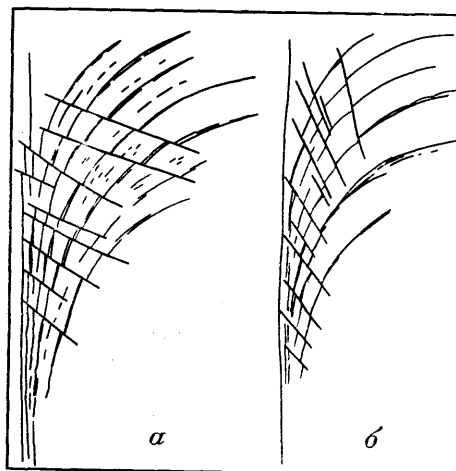
Фиг. 25. Вращение краевых расщелин ледника. aa' и bb' — выходы слоев стратифицированного льда, разорванные при движении

Фиг. 26. Схема окраины plutонического массива со сводовой структурой, по Г. Клоосу. a — выжимание свода вниз по отношению к окружению; b — выжимание вверх

24



25



26

чаях наблюдают настоящее выжимание ранее существовавших осадочных толщ на окраине локализованных гранитных массивов. Гранитные и монцитонитовые купола хребтов Бассейна на Западе США обусловили образование богатых рудных месторождений. Вокруг одного из куполов, купола Гановер, возле Сильвер-Сити, Нью-Мексико (см. фиг. 31), южная периферия массива на несколько километров окаймлена антиклинальной складкой пластов палеозойских пород, к которой со стороны гранита примыкает раздавленная синклиналь. Далее к северу западная окраина массива представляет собой вертикальный изгиб вмещающих пластов. Механическое воздействие поднимающегося гранита, способного создать складчатость, очевидно [247].

Уже упоминавшийся гранит Фламанвилль представляет собой диапировый почти круглый массив 5—6 км в диаметре. В западном секторе его периферии палеозойские породы смяты

в повторяющиеся периферические складки шириной в сотни метров [215]. Упомянем также гранитоиды Эльк Маунтин в Скалистых горах Колорадо, описанные Э. Зюссом в «Лике Земли». Они вздувают и выжимают в боковом направлении меловые пласты. Почему рассматривать «складчатость как первичное и доминирующее явление, а давление гранита как второстепенное явление, определяемое лишь этой складчатостью»?

Такая последовательность процессов подсказывает решение «проблемы пространства», на которую часто ссылаются в дискуссиях по становлению крупных массивов гранитов — механическая интрузия. Это решение, безусловно, пригодно не во всех случаях. Оно также может внести частичный вклад в завершение этого становления. Но иногда оно совершенно непроверяемо.

Крупные гранитные массивы, по-видимому, действовали на свое обрамление как единый блок. Самое крупное явление такого рода находится в Южной Африке в горах Вредефорт на границе Трансвааля и Оранжевой провинции. Гранит представляет собой выход удивительно правильной округлой формы диаметром около 40 км, видимый на три четверти своей окружности, в то время как остальная часть скрыта под более молодыми отложениями. На всей видимой периферии пласты древних вмещающих гранит пород изогнуты и опрокинуты наружу от круга в результате центробежного давления (фиг. 27). Так как гранит, по-видимому, не проникает во вмещающие толщи, от которых он отделен этой круглой дислокацией, и так как ореол метаморфизма этих толщ неодинаков вокруг гранита, А. Л. Холл и Г. А. Моленграаф [147] думали, что гранит пассивно испытывал после своей консолидации и без связи со своим внедрением вертикальное давление, или же что он оставался стабильным, в то время как вся совокупность окружающей среды опускалась, причем эти специфические движения определялись воздействием другой гранитной магмы, скрытой под этим гранитом. Недавно другие авторы рассмотрели реакцию на удар гигантского метеорита.

Движения всей совокупности гранитных массивов особенно значительны в субвулканических массивах. «Кальдеры оседания» отражают опускание гранита в течение или в конце его становления (с. 242). Но мы видели, что имеются также и обратные движения. Это — случай массива Брандберг, Юго-Запад Африки, изученный Г. Клоосом [54]. Округлой формы и имеющий около 20 км в диаметре, он обнажается среди древних



Фиг. 27. Схематический разрез через массив Вредефорт

формаций неопределенного возраста, которые местами подстилают обрывки формации Карру, уцелевшие от эрозии. На большей части своей периферии он окаймлен венцом пород Карру, падение которых направлено в сторону гранита. Следовательно, массив испытал опускание по отношению к своему обрамлению. Но этому опусканию предшествовало или за ним следовало поднятие, которое значительно подняло обрывки Карру, венчавшие массив.

С другой стороны, Г. Клоос рассматривает возможность перемещения гранита вверх или вниз во время тектонических движений, значительно более поздних по отношению к полной консолидации гранита и принадлежащих к другому орогеническому циклу. Гранитный массив, вероятно, вел себя пассивно как «мертвое тело». Такой случай следовало бы тщательно отличать от результатов, связанных с собственно становлением гранита.

Можно, разумеется, иногда вычислить амплитуду вертикального перемещения субвулканических массивов по отношению к их обрамлению по обрывкам осадочных пород, испытавших, например, смещения в несколько сотен метров. Но дело обстоит не так для диапировых массивов, которые, более или менее типичные, гораздо более многочисленны, чем субвулканические. На первый взгляд, можно было бы попытаться во всяком случае рассмотреть крупноамплитудное восходящее движение гранита из глубинных гранитных зон и под действием мощного реоморфизма. Но этим взглядам имеются возражения. Гранит этих массивов в гораздо меньшей степени подвергался катаклазу и протоклазу, чем синкинематические стратиформные граниты. В них часто не наблюдается экзотических блоков, принесенных из недр, как это обычно устанавливается в соляных диапирах или в кимберлитовых вулканических трубках. На это можно было бы ответить, что кристаллизация гранита протекала в продолжении поднятия, что его вещество частично должно было создаваться на месте по мере использования вещества существовавших горных пород и что случайные блоки дальнего происхождения имели время быть ассимилированными.

В противоположность гипотезе о значительной амплитуде перемещения, можно было бы спросить себя, не представляет ли совокупность схемы Клооса подобных массивов, включая окраины, скорее *миметизм реоморфизма*, чем настоящий реоморфизм, миметизм, обязанный полю напряжений, существовавшему в конце эволюции, с краевыми изгибами пластов, и соответствующему лишь слабому относительно движению, связанному с конечной кристаллизацией. Для того чтобы решить, какую гипотезу принять, мы не сумели бы представить решающих аргументов. Каждый частный случай должен быть изучен под углом этой проблемы.

Более скромной величины, поскольку они связаны с конечной жесткой фазой, движения, имеющие связь с окончанием становления батолитов, проявляются снаружи в виде повторных дислокаций перибатолитовых гидротермальных жил в ходе их рудного выполнения в течение продолжительных периодов [269]. Г. Клоос когда-то отмечал прямую связь краевых дислокаций батолита Сьерра Невада в Калифорнии с золоторудными жилами Запада [55].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение геометрической структуры гранитных массивов по изложенным выше принципам позволяет определить индивидуализацию этих массивов. В самом деле, случается, что они являются сложными, образованными срастанием нескольких сближенных массивов. В этих случаях может быть выявлена гранитная тектоника в виде крупных куполов, которую нужно остерегаться смешивать с топографическими куполами поверхностной эрозии. Можно увидеть, например, соответствуют ли линейные расположения крупных включений на поверхности батолита глубоким септам, отделяющим различные гранитные порции, или же они представляют только поверхностные обрывки, обязанные осадочному пласту, больше сопротивлявшемуся ассимиляции.

Другим аспектом подобных геометрических реконструкций является возможность корреляции гранитной тектоники или мигматитов с общей тектоникой прилегающего района путем выделения главных фаз эволюции. Однако анализ распределения движений и усилий в ходе гранитизации остается рискованным, так как это явление продолжалось в течение длительного времени в виде многочисленных фаз. И поле сил, вероятно, не определяется однозначно совокупностью ориентированных характеристик гранита.

Многие характерные черты гранита в батолитах относятся, по-видимому, к конечной фазе кристаллизации, ответственной за структуру законченной породы. Было бы интересно добрать до этапов, более ранних, чем гранитизация; но этому более или менее препятствует эндометасоматоз. Некоторые характерные черты пластичной фазы в этом отношении лучше, так как они представляют собой призраки начального состояния до гранитизации: некоторые шилы, некоторые системы включений. Для реконструкции движений результаты, полученные на окраине массивов, лучше, чем схемы внутренней флюиальности. Они вполне увязываются с деформацией обрамления, интерпретация которой не является спорной. Но амплитуда перемещения этими методами совершенно не обнаруживается.

Уместно комбинировать методы гранитной тектоники и структурологии в зависимости от поставленной задачи: макро-

скопические и микроскопические критерии, статистические диаграммы и структурные планы могут дополнять друг друга. Целью, которую следует преследовать, является «структурный анализ» Э. Вегманна в различных масштабах и в различные моменты.

Глава VIII. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ГРАНИТА

МАГМАТИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И ОБОБЩЕНИЕ

По Дж. Р. Иддингсу, дифференциация представляет собой разделение магмы на несколько порций с различным химическим составом. Можно было бы рассматривать структурную дифференциацию без химического изменения, дающую, например, зоны, штоки или жилы с различной зернистостью. Она не вошла бы в вышеуказанное определение. В сущности, химические вариации обычно сопровождаются структурными изменениями.

Если понятие *магматической* дифференциации вполне подходит к вулканическим породам, мы увидим, что оно с большим трудом подразабумывается для плутонитов. Во всяком случае кажется необходимым, и в особенности для плутонитов, сначала рассмотреть дифференциацию с описательной точки зрения: *ассоциацию различных горных пород, близких друг к другу*. Затем мы будем искать более или менее гипотетические объяснения этой ассоциации. Мы думаем, что эти объяснения могут значительно отличаться в зависимости от конкретных случаев.

На чем базируется понятие дифференциации вообще? «Обычно наблюдение показывает, — пишет Н. Л. Боуэн, — что, несмотря на широкий интервал вариации химического и минералогического состава, проявляемый изверженными породами некоторой площади в течение определенного периода эруптивной активности, эти породы тем не менее проявляют некоторые минералогические и химические особенности, общие для всей группы. Этот факт рассматривается как показатель общего происхождения из единой магмы. Процессы, при которых различные горные породы возникают из этой магмы, приписываются тому, что называют магматической дифференциацией».

Этот взгляд, очевидно, приложим к последовательным излияниям вулканов, которые наводят на мысль об эволюции в глубинном очаге. В какой мере его можно распространить на плутонические породы и в особенности на граниты? Если принять, что гранит образуется из физически смешанной и содержащей жидкую часть «мобилизованной среды», то априори нет

возражений против распространения концепции дифференциации на эту жидкую часть. Кажется, что в *некоторых случаях* существует связь между этой предполагаемой «магматической составляющей» мобилизованной среды и обычными вулканическими магмами: мы к этому вернемся в гл. XV. Напротив, если думать, что жидкая (или газовая) составляющая сводится к небольшому количеству пневматолитов и что образование плутонических пород состоит преимущественно в немагматической эволюции, то дифференциация оказывается более трудной для понимания, т. е. для характеристики в соответствии с определенными правилами.

Следует подчеркнуть один факт: возможность строить *диаграммы дифференциации*. Это — кривые, дающие соотношения химических содержаний главных окислов в зависимости от содержаний кремнезема для различных горных пород во всей эруптивной совокупности в различные моменты и в виде различных фаций. Например, диаграммы, построенные по классическому методу П. Ниггли, содержат пять кривых, отмечающих содержания MgO , FeO , CaO , K_2O , Na_2O . Эти кривые при правильной дифференциации имеют простую форму без точек разрыва или резких изгибов. Подобные диаграммы часто охватывают несколько плутонических пород, ассоциирующие жилы лампрофиров, порфиоровые дайки, иногда находящиеся в связи лавовые потоки. То, что они имеют реальное значение и не представляют собой произвольных группировок, вытекает из того факта, что петрографически аналогичные совокупности в удаленных районах иногда дают весьма похожие диаграммы. Это следует также из того, что эти диаграммы позволяют иногда связывать с определенной совокупностью новую породу, которая встречается в таких геологических условиях, которые, с другой стороны, делают такую связь правдоподобной.

Например, У. и М. де Ситтер [319] показывают пермо-карбоновый возраст гранодиорита Валь Биандино и «гнейса chiago» Бергамских Альп по виду их диаграмм в сравнении с видом диаграмм гранита Аара и пермских порфиоров. Они доказывают также третичный возраст порфиритовых даек этого района, потому что их химический состав приспособляется к диаграмме гранитных пород Адамелло: случай, представляющийся, с другой стороны, правдоподобным потому, что эти дайки географически располагаются в виде моста между гранитными массивами Адамелло и Брегалья, которые являются третичными.

Возможность построения таких диаграмм, если только они имеют реальное подпадающее проверке значение в соответствии с локальными геологическими соотношениями, является важным фактом, независимым от какой-либо теории. Этот факт вызывает представление о *близкой к магматической* эволюции для совокупности явлений становления какого-либо гранитного

массива, его местных вариаций, связанных с ним, или более поздних жильных производных, иногда менее близких к массиву порфировых или вулканических даек. Однако в этой эволюции не все является магматическим. Химический состав пород ореола и включений удивительным образом может сходиться с химическим составом соседних гранитов. А. Лакруа [192] отмечал это раньше в массиве Керигю. М. Рок [292] показал, что химический состав мигматитов Центрального Французского массива очень хорошо размещается на кривых, относящихся к плутоническим породам того же района. Мигматиты же представляют собой совершенно иное, чем простая магма. В этой конвергенции отражается химический обмен между гранитом и вмещающей его средой таким образом, что дифференциация не является строго магматической. Поэтому выявление дифференциации для некоторой группы плутонических пород нам не представляется достаточным для доказательства, что их эволюция была преимущественно магматической.

Теории. Вулканические породы

Дифференциация магм объясняется главным образом, фракционной кристаллизацией, изученной экспериментально более полувека назад Н. Л. Боуэном, его сотрудниками и последователями в Институте Карнеги в Вашингтоне. Обычно кристаллизация магмы происходит путем образования рядов минералов, которые последовательно отделяются от магмы. Каждая разновидность уже образованного минерала перестает находиться в равновесии с жидкостью в ходе охлаждения и стремится вступить с ней в реакцию. Когда уже образованным кристаллам реакция с жидкостью для восстановления химической системы затруднена, кристаллизация называется *фракционной*. Это часто происходит в природе, так как кристаллы могут быть разделены каким-нибудь физическим явлением или просто в результате того, что малые скорости реакции допустили отделение новых минералов, изолирующих более древние «рубашкой». Жидкости, существующие в результате удаления более или менее значительного количества кристаллов в более или менее позднюю стадию эволюции, могут, таким образом, иметь различный состав, исходя из одной и той же начальной жидкости. Можно сказать, что они дифференцировались из этой жидкости. Наиболее обычными процессами такого разделения являются отцеживание тяжелых минералов или же эффект «фильтр-прессинга», который под влиянием тектонического давления удаляет жидкость из агрегата кристаллов, пропитанного этой жидкостью. Ссылаются также на другие факторы: перемещение газа в магме снизу вверх, несмешиваемость отдельных частных магм, термодиффузия, ассимиляция вмещающих пород.

В самом деле, принимая во внимание результаты экспериментальных работ и наблюдения в природных условиях, могут быть определены, исходя из одной базальтовой магмы, три главные линии дифференциации вулканических пород: щелочная, толейитовая и известково-щелочная. Их критерии можно найти у Фонтеля [111]. Вообще говоря, эти дифференциации проявляются путем уменьшения количества магнезии, извести и возрастания щелочей и часто кремнезема. В зависимости от конкретных случаев мы получаем такие породы, как трахиты и фонолиты, или андезиты, или дациты и риолиты.

Распространение на плутонизм

Распространить эти данные на плутонизм трудно. Представляется, что большая часть плутонических пород сформировалась в конце длительной эволюции смешанной среды — кристаллической материи, пропитанной флюидами, где количество флюидов могло быть небольшим. Даже некоторые породы, которые можно признать образованными в результате частичного плавления ранее существовавших пород («анатексис»), свидетельствуют как будто об эволюции, обратной по отношению к дифференциации базальтовой магмы, так как жидкость в них по-видимому, образовалась постепенно. Значительно более длительная продолжительность режима повышенной температуры, поддерживаемой глубиной залегания, более интенсивное воздействие захваченных пневматолитов без возможности выделиться, как выделяются пневматолиты из магм близких к поверхности и, как следствие, значительно большее значение локального метасоматоза, наконец, продвижение химических фронтов, способных вызвать последующее плавление, — все это составляет характерные черты, которые отличают историю плутонических пород от истории вулканических пород.

В отношении гранитов проявляются фактически две весьма общие категории дифференциации. Наиболее важной является дифференциация ряда габбро — диорит — гранит либо в виде сложных массивов, либо в виде отдельных массивов, следующих друг за другом в каком-либо данном районе. Она отражает известково-щелочную дифференциацию вулканитов, хотя и не является ей эквивалентной, так как количественные соотношения между основными и кислыми породами здесь обратные. Для вулканитов дифференцированный базальт приводит нормально только к небольшому количеству кислой магмы. Напротив, при известково-щелочной дифференциации плутонитов граниты обычно количественно преобладают над габбро. Без прямых доказательств этот факт обычно приписывался очень сильной ассимиляции кислого (сиалического) материала твердой коры магмами в ходе их эволюции. Вторая категория представлена дифференциацией щелочных гранитов, проявляющей-

ся к концу сиенитовых фельдшпатоидных серий: щелочная дифференциация.

Конечно, совершенно понятно, что анатексис некоторых частей твердой коры может дать магмы, приводящие к гранитоидам с ограниченной дифференциацией в зависимости от конкретного химического состава расплавленного материала. Быть может, нужно было бы добавить третью категорию гранитной дифференциации — дифференциацию гранитов и гранитпорфиоров верхней части габброидных лополитов. По У. Гамилтону [372], речь идет о довольно специфических породах, бедных известью и алюминием, богатых железом. Нужно ли говорить о толейитовой дифференциации, принимая во внимание дифференциацию подстилающих габбро?

Масштаб наблюдения

Дифференциация проявляется в нескольких масштабах: общий вид изменения, сложные массивы, литологические серии. *Вариационные фации* представляют собой небольшие локальные дифференциации в несколько сантиметров или дециметров, рассеянные в той же самой массе изверженной породы. *Сложные массивы* проявляются в виде ассоциации нескольких плутонических типов, гранитных и других, расположенных систематически в совокупности массива, например концентрически или вертикально. Масштаб может измеряться сотнями метров, километрами или быть еще более крупным. *Литологические серии*, по терминологии А. Лакруа [196], представляют собой сочетания горных пород различной природы, но обязанные дифференциации крупных масс и сформированные последовательно таким образом, что составляют отчетливые геологические подразделения: батолиты, штоки, дайки, потоки. Эти породы представляют химическое и минералогическое «семейное сходство» и позволяют составить точные диаграммы дифференциации.

ВАРИАЦИОННЫЕ ФАЦИИ ГРАНИТА

А. Лакруа [196] пишет: «Иногда в каком-либо литологическом типе в форме пятен с неясными или четкими контурами появляются минералогические ассоциации, соответствующие типам, которые могут принадлежать к семейству, отличному от семейства окружающей породы. Это обычно дифференциаты, более богатые цветными минералами, образованными *in situ*. Например, пятна диоритового или габброидного состава в известково-щелочных гранитах, мезократовые пятна в рибекитовых гранитах Корсики, в эгириновых гранитах Рокалля». Эти темные пятна могут состоять из полосок с нечеткими границами (шпильки) или из включений с четкой границей и обычно округленных. Подобные включения называют «гомеогенными», для того чтобы их отличать от эналлогенных включений, кото-

рые являются блоками вмещающих пород, заключенными в граните (см. гл. V).

Часто эти темные включения противопоставляются гранитной породе более тонкой зернистостью, более значительным количеством биотита со случайным появлением амфибола и даже пироксена и меньшим количеством щелочного полевого шпата. Они чаще всего имеют микрозернистую структуру. Обычно признается, что они представляют собой реликты прежнего состояния среды до окончания крупной дифференциации, создавшей гранитный массив. Или еще, что они являются скоплениями кристаллов, образованных вначале, в ходе нормальной фракционной кристаллизации магмы: локальные аномалии кристаллизации, возникшие рано и впоследствии нерастворенные по причине случайных обстоятельств. Это естественно интерпретируется в магматической модели образования гранита, но может также быть представлено в трансформистской перспективе основных фронтов (с. 115).

Темные микрозернистые включения были тщательно изучены Ж. Дидье и М. Роком [85] и Ж. Дидье [81, 82], которые рассматривают их как магматическую фацию несколько более раннюю по отношению к граниту и которая была им дислоцирована и более или менее гранитизирована. Ж. Дидье также описывает включения более светлые, чем гранит с гранитным составом и аплитовой структурой: они, по-видимому, представляют краевые переходные фации массива и эти породы были, вероятно, также дислоцированы в ходе продвижения гранита. Обе вышеотмеченные категории часто встречаются в большинстве локализованных гранодиоритовых батолитов герцинского возраста во Франции.

И. Отто [243] и И. Отто и В. Вимменхауер [244] в граните Оберкирх в Шварцвальде описали габбро-диоритовые до гранодиоритовых включения, которые представляются поднимавшимися в пластичном состоянии, разъединяясь на блоки в несколько дециметров внутри еще незастывшего гранита. Это наблюдение берет под сомнение общепринятое понятие о том, что основные породы предшествуют кислым. Хорошо известно, что лампрофиры, хотя и весьма основные, являются поздними; но это — исключительные породы. Впрочем, включения Оберкирхе отнюдь не имеют лампрофирового облика. В том же смысле описываются наблюдения Ж. Дидье и Ж. Ламейра [83] в Бюрзе, Ардеш, в Центральном Французском массиве. Небольшие интрузии кварцевого диорита размером в десятки метров с застывшими краями, вероятно, вызвали локальный анатексис и, таким образом, оказались окруженными сформированным однородным гранитом: обе породы представляются почти одновременными.

Если мы встанем на преимущественно магматические позиции гранитогенеза, мы поймем, как мы уже видели в гл. I, что иногда трудно различить гомеогенные и эндополигенные включения. Напомним, что последние определяются как небольшие зоны

магмы, местами модифицированной в результате растворения эналлогенного включения. Изучение макро- и микроструктур, присутствие промежуточных типов включений, имеющих характер реститов или ксенолитов, часто позволяют решить этот вопрос. Однако оба процесса, ассимиляция и дифференциация, часто ассоциируют друг с другом, так как богатые ксенолитами магмы являются средоточием сложных реакций. Это, очевидно, случай мигматитов, где осложнение деталей не поддается точному анализу событий.

В более трансформистской перспективе эволюции смешанной среды (кристаллы+пропитывание) различие между процессами дифференциации и ассимиляции точно не устанавливается. Во всяком случае мы думаем, что общего правила нет. Это — вопрос особых случаев хронологии явлений в истории с разнообразными эпизодами становления и консолидации гранитных массивов.

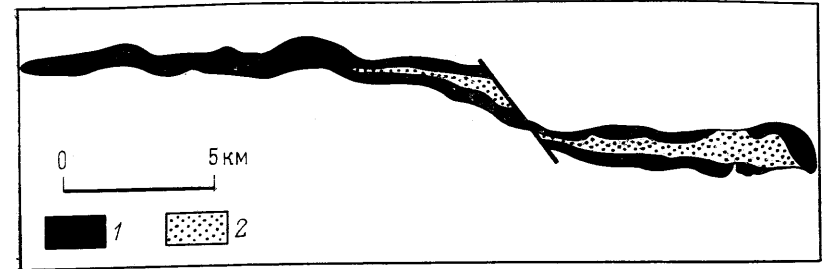
Другая категория вариационных фаций гранита заключается в *пневматогенных включениях* Лакруа. Это — миаролитовые «пятна» внутри горной породы. Они состоят из мелких поздних кристаллов и образуются в результате локальной концентрации пневматолитов. Иногда эти пятна представляют собой настоящие *друзы* — термин, обозначающий карманы хорошо образованных кристаллов с мелкими, продолжающими существовать пустотами или без них. Укажем пример гранита Сен-Лорен в Восточных Пиренеях [3]. Гранит Брокен в Гарце также является отличным примером (см. фиг. 12). Окраина этого массива шириной более 1 км представляет собой зону, содержащую шпиль микропегматита с альбитом, турмалином, флюоритом, иногда с мелкими друзами гидротермальных минералов: кальцита, эпидота, цеолитов, а также сульфидов металлов — пирротина, пирита, халькопирита, молибденита [309].

В конечном счете, внутренняя дифференциация большинства гранитов в локализованных массивах состоит в «вариационных фациях», которые являются локальными аномалиями, сравнительно мало обильными. Они редко нарушают однородность гранитных тел на значительных расстояниях.

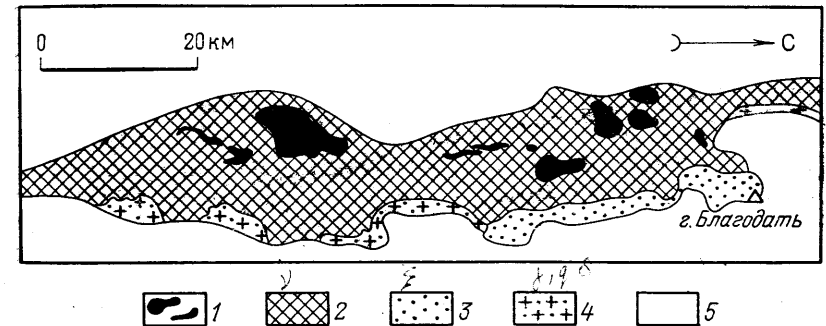
СЛОЖНЫЕ МАССИВЫ

Они представляют собой всевозможные формы, начиная от дифференцированных даек или лакколитов до сложных батолитов с правильным строением.

Отметим крупную долеритовую дайку Брефвен в Швеции с микрогранитной внутренней частью (фиг. 28). Лополит Сёдбери в значительно более крупном масштабе представляет гранит до микропегматита, залегающие на норите знаменитой интрузии. При щелочной дифференциации часто встречаются сложные аппараты, в которых щелочные граниты ассоциируют с нефелино-



Фиг. 28. Карта дайки Брефвен, Швеция, по Крокстрёму.
1 — долерит; 2 — микрогранит



Фиг. 29. Нижнетагильский массив, Урал, по [190].
1 — дунит; 2 — габбро, габбро-диорит; 3 — сиенит и монцонит; 4 — кварцевый диорит и гранит; 5 — вмещающие породы

выми сиенитами, как Илимауссак в Южной Гренландии или Дитро в Румынских Карпатах. Габбро с сегрегациями платиноносного дунита Нижнего Тагила, Урал, обладает на восточной окраине мощной прерывистой каймой кварцевого диорита, гранита и даже монцонита и нефелинового сиенита на горе Благодать (фиг. 29).

В гл. III мы отмечали широкое распространение сложных гранитных батолитов с более основными зонами на периферии. Однако существуют также батолиты с концентрическим строением без заметного химического изменения, но с вариациями петрографической структуры. Если мы оставим их в стороне, то батолиты с основной периферией вполне выражают явление дифференциации, каким бы ни был процесс этой дифференциации.

Кажется, что образованными вначале являются породы периферии и кровли батолита и что они в громадном большинстве случаев представляют собой более основную фазу. Иногда эта первая фаза является мигматитовой, но часто она является зер-

нистой и массивной. Следующие более кислые породы, иногда числом до 2—3, вложенные одна в другую concentрически, могут дробить, инжектировать и перерабатывать закристаллизовавшиеся вначале кольцевые зоны. Минералогическая переработка периферических габбро и диоритов часто выражается в виде общей уралитизации пироксенов и бурых роговых обманок и в виде биотитизации породы. В то же время для более внутреннего гранита на явно интрузивный процесс часто накладываются результаты ассимиляции и контаминации.

Классический пример находится на южной окраине тоналитового и гранитного батолита Адамелло в итальянских Альпах третичного возраста. В этом массиве включения габбро и диоритов различных размеров окружаются тоналитом (фиг. 30). Не возвращаясь к сложным батолитам герцинского возраста Пиренеев, напомним огромное значение этого типа массивов в Кордильерах восточной окраины Тихого океана (см. гл. III).

Эту замечательную мегаструктуру батолитов с поясом основных пород объяснить нелегко. Ее часто интерпретируют как возникающую в результате последовательных интрузий магмы, все более и более дифференцированных от периферии к центру. Современные авторы рассматривают источник этих магм в верхней мантии или вблизи основания коры. Однако непонятно, почему они не могли бы проходить из каких-нибудь значительно менее глубинных горизонтов земной коры, там где вполне возможны реювенация и мобилизация. Низкое начальное отношение изотопов стронция ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$), на которое часто ссылаются, при современном состоянии знаний по этому вопросу нам не представляется весьма определяющим.

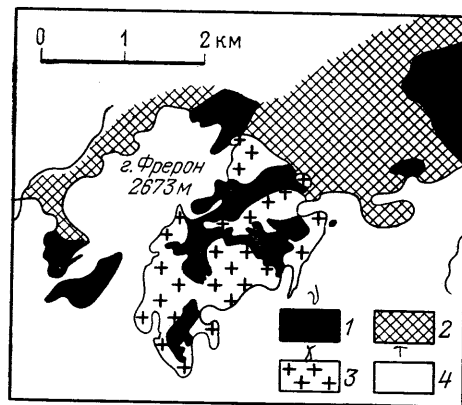
В пользу интерпретации путем дифференцированных внедрений магмы говорят: случайное существование «эруптивных брекчий» в контакте последовательных пород; раздвигание геологических толщ обрамления, часто устанавливаемое вокруг этого

рода батолитов (для гранитов Пиренеев) [3]. Сложные батолиты этого типа в Кордильерах Северной Америки следует, может быть, сопоставлять с кольцевыми субвулканическими комплексами Перу [263] в пределах батолитовой серии Анд: это представило бы аргумент в том же смысле.

Однако возражением к такой интерпретации является диспропорция основных и кислых пород сложных батолитов; при этом часто оказываются мало распространенными первые, в то время как в магматической, первоначально базальтовой, среде было бы логично ожидать обратного. Дифференциация также должна была бы приводить к накоплению кислого материала в верхней части магматического очага, если речь идет о гравитационной дифференциации или дифференциации путем ассимиляции перекрывающего сialа или путем анатексиса сialа в кровле: вследствие этого кислые породы должны были бы появиться первыми в начале цикла инъекций; обычно же констатируют обратное.

Нужно вспомнить, что установление дифференциации в веществе плутонов не обязательно заключает, что она происходит от какого-то процесса, скопированного с дифференциации вулканических магм. Структура с внешним основным поясом заставляет думать о явлении *основного фронта*, продвигавшегося вокруг некоторых плутонов центробежно (см. гл. VI). Если встать на эту точку зрения, можно представить гипогенный кремне-щелочной приток, поднимающийся внутри основной среды. Он бы гнал перед собой и в стороны ферромагнезиальные составляющие, встреченные в среде, начиная с самых глубоких горизонтов. То, что эти щелочи происходят из глубинных сialических материалов или даже частей, сопредельных с мантией, является совершенно умозрительным. Этот процесс, по-видимому, развивается в верхних горизонтах становления сложного массива, там, где мы можем наблюдать эти явления и где мы, например, устанавливаем периферические габбро и диориты и центральные граниты. В поддержку гипотезы центробежной диффузии химическими фронтами говорит довольно частое существование периферических диоритовых мигматитов по внешней окраине комплекса. Действие гранитного метасоматоза внутри внешних пород основного состава представляло бы конечную и ослабленную стадию в конце становления: изменения первичных пироксенов и амфиболов, общее развитие вторичного биотита, коррозия первичных плагиоклазов с развитием более кислого плагиоклаза.

Эволюция осложняется многократными эпизодами, как об этом свидетельствует повторение основных фаций в некоторых из этих батолитов в виде нескольких concentрических зон. Нужно также подчеркнуть контраст типа контакта от одной зоны к другой в том же самом массиве. Можно, например, наблюдать контакты, брекчированные со стороны более внутренней породы и постепенные контакты путем незаметного перехода. Первый случай указывает на прерывистость процесса во времени, с



Фиг. 30. Карта южного окончания массива Адамелло, по Г. Б. Даль-Пиаз, упрощено.
1 — габбро и диориты; 2 — тоналит;
3 — гранит; 4 — осадки триасового возраста

остановкой, за которой следовало возобновление. Явления массовой инъекции магматического характера в некоторые моменты могли сочетаться с упоминавшимися проявлениями химической диффузии.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ СЕРИИ

Многие примеры литологических серий можно наблюдать между некоторыми фазами активности определенной орогенической зоны. В каледонской цепи Шотландии каледонские «молодые граниты» образуют группу массивов в Грампианских горах. Они следуют за сильно дифференцированными интрузиями габбро. Вся совокупность сформировалась после складчатости, начиная с силура до нижнего девона. В Альпах серия плутонических массивов сформировалась в конце альпийской орогении вдоль известной линии дислокации, называемой «альпийско-динарской линией», разделяющей собственно Альпы на севере и динарские цепи на юге. В то время как Адамелло является преимущественно тоналитовым, Брегалья является гранитной, Бьелла — сиенитовой и Траверсоль — диоритовой. Все эти и другие массивы имеют вид петрографического семейства, которое составляет литологическую серию.

На Балканском полуострове плутоны и дайки, относящиеся к тому, что называют «банатитовой серией», распределяются вдоль альпийских хребтов и в трещиноватом древнем фундаменте, который их окаймляет. С одной стороны, их находят, начиная от Апусенских гор в Румынии до Эгейского моря и, с другой стороны, вдоль суббалканской зоны от Софии до Бургаса. Это — породы, внедрившиеся от верхнего мела до эоцена в посттектонических условиях. Они варьируют от габбро до гранита, включая много сиенитов и монзонитов, так же как и соответствующих порфиоров (см. фиг. 60).

За пределами орогенических зон в среде кратонов встречаются любопытные литологические серии. Отметим щелочную серию гардарского яруса в верхнем докембрии Южной Гренландии: гранит, сиенит, нефелиновый сиенит. Или еще, серия меловых весьма разнообразных субвулканических гранитов из субмеридиональной линии, проходящей от Ахаггара до Северной Нигерии. Эти последние граниты не следует смешивать со сложными докембрийскими батолитами Ахаггара (с. 51).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблемы дифференциации привлекают к себе внимание, так как они заставляют более глубоко входить в понимание истории земной коры и, может быть, даже верхней мантии. Полученные результаты открывают взгляды на взаимодействия тел изверженных пород, на их переработку и эволюцию, которые не являются независимыми, но для которых эти породы обуславливают друг друга.

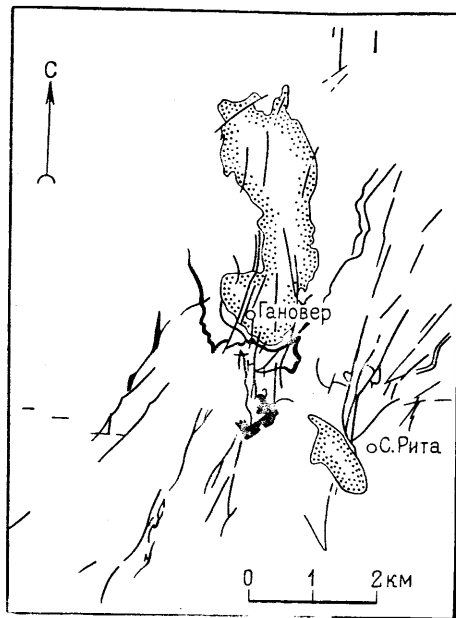
Гранит часто появляется в конце орогенических процессов в качестве заключения литологических серий, являвшихся сначала более основными. Этот факт иногда приписывают проявляющейся в крупном масштабе ассимиляции геосинклинальных серий. Но гранит является более общим, чем стадия погружения геосинклиналей, он выходит за пределы их рамок. Без сомнения, здесь вмешиваются более глубокие причины. За пределами этой крупномасштабной дифференциации, с еще гипотетическим характером, мобилизованная гранитная среда эволюционирует в самих батолитах и их сателлитах: здесь — стирая его застывшие первыми фазии, в другом месте — концентрируя его избытки щелочей и повсюду — уравнивая химические аномалии, обязанные ассимиляции или другим причинам, и придавая сложным массивам их облик и их оригинальность.

Глава IX. ЖИЛЬНЫЕ ПРОИЗВОДНЫЕ ГРАНИТА

Обычно гранитные массивы сопровождаются многочисленными жилами. Они распространяются на их периферию, то занимая внутреннее положение в трещинах гранита, то внешнее во вмещающих породах. Иногда вместо радиального расположения они следуют по прямолинейным направлениям трещин в виде параллельных роев или же приурочиваются к выступу — «рогу» кровли батолита. Они могут также переходить в более или менее бесформенные штоки. Длина жил измеряется от метров до километров, а мощность — от миллиметров до десятков метров (фиг. 31).

Жильные произвольные подразделяются на 4 категории: аплиты, пегматиты и пневматолитовый кварц; микрогранитовые и микродиоритовые порфиры; лампрофиры; рудоносные гидротермальные жилы. Последние менее других родственны граниту и обычно независимы от других производных. Они будут рассмотрены в гл. XI.

Группа аплитов, пегматитов, кварца обычно отделяется от порфиоров и лампрофиоров, между которыми, напротив, можно найти постепенные переходы. Она представляется либо как предшественник гранита, либо в виде остатков, созданных в конце гранитизации. Интересная категория пегматитов с разнообразным парагенезисом и зональным строением, называемых «сложными пегматитами», в противоположность «простым пегматитам» образует штоки или небольшие массивы, расположенные за пределами гранитных пород того же цикла в этих породах вблизи их окраины. Кроме пород, предшествующих или сопровождающих локализованные гранитные массивы, встречаются



Фиг. 31. Жильные производные гранодиоритового батолита. Гановер, Нью-Мексико, США, по А. С. Спенсеру.

Точки — гранодиорит; черное — жилы порфиров

обладающие весьма необычным химизмом, имеют дискуссионное происхождение, к которому мы вернемся. Порфиры и лампрофиры сопровождают лишь граниты в локализованных массивах. Мигматитовые граниты их не содержат, без сомнения, из-за отсутствия прохождения спокойной дифференциации. Наоборот, аплиты и пегматиты более обычны.

АПЛИТЫ И ПЕГМАТИТЫ

Определения

Аплитами называются тонкозернистые сахаровидные горные породы, почти лишенные темноцветных минералов. Этот термин скорее обозначает структуру и можно говорить о гранитных, сиенитовых, диоритовых и других аплитах. Гранитные аплиты состоят из тех же самых минералов, что и гранит, за исключением крайней бедности слюдой. Они, следовательно, состоят преимущественно из кварца и полевого шпата. Их микроструктура замечательна тем, «что все составные части в них кристаллизовались в собственных формах и обычно одинаково развиты во всех направлениях» [225].

аплиты и простые пегматиты, ассоциирующие с явно гранитными жилами в гетерогенных мигматитовых площадях, где они пользуются весьма широким распространением в виде огромного количества карманов, миндалин и прожилков. В этом случае они не представляют собой производных, а являются элементами мигмы, способными стать анатектическими гранитами (см. гл. IV).

Порфиры обычно рассматриваются как гранитные остатки магматического характера. Гранофиры, характеризующиеся микропегматитовой структурой их основной массы, представляют собой особый случай, более близкий к граниту.

Лампрофиры, облада-

Их внешний облик глубоко противопоставляется облику *пегматитов* — пород с очень крупным зерном, аналогичных гигантозернистому граниту. Также выделяются гранитные, сиенитовые, диоритовые и другие пегматиты. Минералы гранитных пегматитов также представляют собой в общих чертах минералы гранита, к которым присоединяются некоторые, иногда значительное количество редких минералов, из которых многие имеют пневматолитовый характер, особенно в «сложных пегматитах».

Жилы *пневматолитового кварца* с мусковитом или турмалином часто проявляются в виде жильной сети в пегматитах, как что-то вроде перерождения последних, вызванного исчезновением полевых шпатов. Кстати, Н. Варламов [355] наблюдал переходы между пегматитами и кварцевыми жилами через промежуточные жилы кварца с микроклином. Такие промежуточные жильные породы Дж. Сперр [321] назвал *аляскитами*. В жильных полях пневматолитового кварца иногда чрезвычайно обильны *турмалиниты*, также относящиеся к жильному типу.

Наблюдается частая и тесная ассоциация пегматитов и аплитов, тем более поразительная из-за контраста петрографической структуры обоих типов пород. Например, аплит образует краевые части жил с пегматитовым центром, или наоборот. Иногда ассоциация оказывается беспорядочной, следуя по неясным и вихревому направлениям. В отдельных случаях кварц образует в пегматитах сплошные сегрегации либо в центре сложных пегматитовых штоков, либо в виде прожилков в пегматитовых жилах. Самостоятельные жилы пневматолитового кварца обычно распространяются дальше от гранита, чем жилы пегматитов, при этом и те, и другие могут концентрироваться с той и другой стороны контакта гранита.

Особые признаки пегматитов. Пневматолит

По Дж. Х. Кемпу [цит. по 304], характерными признаками пегматитов являются следующие: «Пегматиты, т. е. гранитные пегматиты, представляют собой грубозернистые граниты, в которых отдельные кристаллы или массы какого-либо минерала могут достигать относительно крупных размеров. Обычно они характеризуются также одной или несколькими особенностями макроскопической структуры, которые свойственны типичным изверженным породам: систематическое взаимное проникновение двух или нескольких минералов, таких как кварц и полевой шпат (графический пегматит); ленточное строение; пустоты со стенками, покрытыми кристаллами; заметная неравномерность размеров зерен; массовое изменение минерального состава; присутствие минералов, содержащих менее обычные элементы, такие как ниобий, висмут, олово, литий, бериллий, фтор, бор, которые в

минералах нормальных изверженных пород не проявляются в таком же объеме, как в пегматитах».

Своеобразная структура пегматитов, в которой минералы взаимно проникают друг в друга, часто закономерным образом, и иногда имеют скелетные формы, объясняется одновременной кристаллизацией соседних минералов или частичным метасоматозом ранее образованных минералов. Типичным примером является кварц-полевошпатовая ассоциация графических пегматитов, в которых кварц, погруженный в полевые шпаты, на срезах горной породы образует фигуры, напоминающие буквы клинописной письменности. Малообычные вышеотмеченные вещества проявляются, в частности, и довольно обильно в сложных пегматитах, которые мы опишем в следующем параграфе. Они проявляются в виде самостоятельных минералов, часто крупного размера и хорошо образованных, среди которых наиболее важными являются: берилл, топаз, касситерит, лепидолит, различные турмалины, гранат, сподумен, амблигонит, колумбит-танталит, минералы лантаноидов, апатит и фосфаты марганца, уранинит, иногда графит и т. д. Многие из этих минералов преимущественно *пневматолитовые*, в соответствии с тем понятием, которое было дано в гл. VI.

Простые пегматиты кажутся обычными выпотами мобилизованной среды в ходе гранитизации. Сложные пегматиты, по-видимому, представляют собой конечные остатки, переработанные в конце дифференциации: они не всегда развиваются или являются более локализованными и реже сохраняются. У. Т. Шеллер подчеркивал весьма категорическим образом различия этих двух типов. По его мнению, простые пегматиты образованы главным образом из микроклина и кварца. Добавим, что часто в небольших количествах присутствует турмалин. Он считает, что сложные пегматиты возникают в результате гидротермальной переработки предыдущих, при которой микроклин и кварц частично растворяются и замещаются различными минералами, в особенности альбитом. Из калиевого химический состав становится натровым. При этой переработке возникают жеодовые текстуры. Иногда во вторую фазу повторно образуется поздний микроклин.

Мы настаиваем на пневматолитовом характере минералов пегматитов. Многие из них содержат такие химические элементы как гидроксил OH (указывает на участие паров воды), галогены F, Cl, различные металлоиды S, P, B, C. Эти элементы входят в состав того, что мы называли *пневматолитовой эманацией*, или *пневматолитами*. Видное место в них занимает вода в форме паров или жидкости, так же как и щелочи, представленные в пегматитах в виде полевых шпатов и других минералов. Прежде пневматолиты были названы *Добре минерализаторами*, потому что они облегчают кристаллизацию различных минералов. Действительно, они приносят особые химические элементы, откуда воз-

можность более разнообразных образований. Они допускают образование чрезвычайно жидких материнских жидкостей, что является благоприятным условием для развития кристаллов с хорошими кристаллографическими формами.

Понятие о пневматолитизации опирается прежде всего на вулканические фумароллы, содержащие пары воды, различные хлористые и сернистые газы, углекислый газ и т. д. В трещинах и пустотах лав они отлагают различные металлические соединения, такие как гематит, различные сульфиды (галенит, сфалерит, пирит, пирротин, ковеллин), так же как и большое количество металлических окислов, оксихлоридов и хлоридов [107]. Более того, А. Лакруа [193] по результатам своих исследований на Везувии доказал образование в тех же условиях полевых шпатов, фельдшпатоидов, биотита, авгита, роговой обманки, фаялита, апатита и т. д.

По аналогии некоторые авторы признают, что жилы и прожилки касситерита с топазом или скаполитом и апатитом, турмалином относятся к этому же роду газовых образований. Другие думают, что речь идет о жидких или надкритических растворах. Так как эти минералы представлены в пегматитах, тот же вопрос встает и по поводу физического состояния пневматолитов, принимающих участие в создании пегматитов.

Фундаментальная роль пневматолитов была уточнена прежними работами Фуке и О. Мишеля-Леви, затем А. Лакруа и в последнее время работами А. Мишеля-Леви и Ж. Виара. Их эффективность отчетливо вытекает из синтеза минералов в лаборатории. По классическому способу синтез многих силикатов легко достигается в водной и щелочной среде. Например, Г. Фридель получил многие природные силикаты, нагревая до 500°C различные вещества, сопровождаемые избытком воды с небольшим количеством карбонатов щелочей. А. Мишель-Леви и Ж. Виар [224] смогли получить все минералы гранитов, экспериментировав в присутствии паров воды и других ингредиентов при давлении 3000—4000 бар и температурах от 500 до 700°C, т. е. в условиях, аналогичных тем, которые могут существовать в земной коре на глубине 15 км. Но синтез таких минералов был также осуществлен при давлениях в 10 раз более слабых, что указывает на широкий интервал устойчивости по отношению к давлению, при этом температурные условия, несомненно, являются более жесткими. Действие водяного пара и в особенности водяного пара в надкритическом состоянии, было подчеркнуто Ж. Виаром [398], который показал его растворяющую способность по отношению к калию. К. ван Ньювенбург и ван Зон [237] доказали его растворяющую способность по отношению к кремнезему. В гл. XVII приведены некоторые уточнения, касающиеся кристаллизации кварца в экспериментальных пневматолитовых условиях.

Два примера вполне докажут действенность пневматолитовых условий для уменьшения температуры кристаллизации минера-

лов. *Корунд*, минерал пегматитов, ореолов и встреченный также в некоторых гранитах, в промышленных условиях производится в электрических печах путем плавления бокситов при температурах в несколько тысяч градусов. Но по данным А. Мишель-Леви и Ж. Виара [223], он образуется также при 500°C в присутствии водяного пара под давлением фторида и кальция. *Кордиерит*, обычный во многих гранитах, проявляется иногда в высокотемпературных условиях: порцеланите (или в песчанике, обожженном базальтом), при угольных пожарах, во включениях в лавах. Но г-жа Кристоф Мишель-Леви установила температуру 500—600°C для образования этого минерала в присутствии избыточного количества воды под давлением.

Если эти синтезы производились с помощью паров, то из этого необязательно следует, что и в природе «минерализаторы» всегда участвовали в газообразном состоянии. Критические константы сложных растворов недостаточно хорошо известны, и существующие на глубине давления могут поддерживать остаточные растворы в жидком состоянии, если они находятся по эту сторону соответствующей критической температуры. В этом отношении мнения не представляются единодушными. Как бы то ни было, термин «пневматолитиз» сохраняется не только для реакций газообразных продуктов (вулканизм), но даже для реакций жидких растворов, когда они содержат легколетучие вещества или вещества, способные в некоторые этапы их эволюции вновь переходить в газообразное состояние.

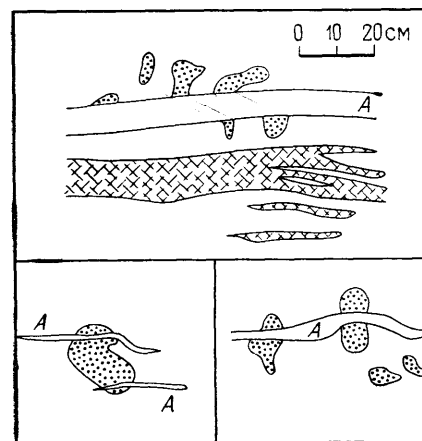
Способ залегания

Простые пегматиты и аплиты. Простые пегматиты и аплиты, ассоциирующие друг с другом или разделенные, проявляются в виде жил и прожилков, чрезвычайно многочисленных в ореолах локализованных гранитных массивов и в мигматитах. Эти жилы всех размеров и форм, часто чрезвычайно тонкие, кажется, были одарены удивительной способностью распространения и инфильтрации в обширных пространствах. Может быть они могли также образоваться почти на месте. Часто они неоднократно пересекают друг друга. Кроме жил часто встречаются различной формы штоки и залежи.

Так как ореолы и мигматиты в ходе гранитизации составляли определенные области, эти аплиты и пегматиты выглядят в роли провозвестников гранитов. Однако они пересекают также и сам гранит, что подтверждает поздний характер некоторых из них в ходе гранитизации.

В мигматитах эти жилы часто представляют специфический тип *пегматитовых складок*, которые объясняются их развитием в какой-то области в ходе интенсивной деформации (см. фиг. 49 и 50). Но даже когда аплитовые и пегматитовые жилы не имеют этих характерных изгибов, они часто имеют характер неясно индивидуализированных полос в массе горных пород без призна-

ков нарушения или дробления этих пород. В этом случае они не представляют собой выполнение раздвинутых и инъецированных трещин; они образованы путем метасоматоза горных пород, вероятно, вдоль капиллярных трещин. Тогда они называются жилами «без раздвигания». Эта особенность, установленная Э. Вегманном в 1935 г., была подчеркнута Б. К. Кингом [179] и Р. Перреном и М. Рубо [256]. Ф. Л. Хесс [155] уже отличал магматические пегматиты и пегматиты «метаморфические», последние были образованы путем замещения и случайно могли иметь форму даек. Конечно, не просто сделать заключение о характере «без раздвигания», когда жилы обладают резкими границами между скальными боковыми породами, которые не кажутся испытывавшими раздвигание. Необходимо изучение в трех измерениях. В качестве примеров жил «без раздвигания», которые даны Б. К. Кингом [179], приводятся жилы в гнейсе Оси, Нигерия, и в Шотландии (фиг. 32, 33). Структура вмещающих пород продолжается без смещения через расположение жилы, если мы ее мысленно уничтожим без смещения стенок. Было бы невозможно сблизить оба края жилы, не нарушая структурного соответствия горных пород с обеих сторон. Другой пример, рой многочисленных, сближенных и параллельных даек аплита мощностью от 3 до 4 м встречен на севере Брандберга, Юго-Западная Африка.



Фиг. 32. Жилы без раздвигания стенок, по Б. К. Кингу.

Белое — гнейсы и граниты; А — аплиты; перекрестная штриховка — пегматиты; точки — включения



Фиг. 33. Сеть аплитовых и пегматитовых жил в гнейсе Кнокнан Килеан, Шотландия, по Б. К. Кингу.

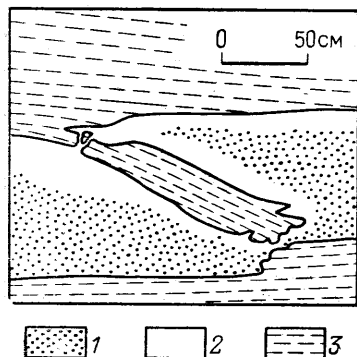
1 — аплит; 2 — пегматит

По данным Дж. Денниса [78], он обязан метасоматозу, так как структура вмещающих кристаллических сланцев никоим образом не нарушается (несмотря на значительный объем аплитов), как это можно было бы ожидать, если бы аплиты сформировались путем внедрения.

В противоположность этому существуют аплитовые и пегматитовые жилы «с раздвиганием», т. е. выполнения полостей с раздвинутыми стенками. Тщательное изучение пространства с учетом трех измерений должно позволить в этом случае точно увязать вмещающие породы, убирая мысленно жилу и сближая вплотную обе стенки. Г. Клоос в гранитах Силезии выявил раздвигание аплитовых жил, которое имело место в различные эпохи внутри массива и за его пределами. Он показал возможность их мысленно закрыть. Позднее Э. Ниггли [240] доказал, что жилы гранитного массива Сет-Ло во Французских Альпах образовались путем раздвигания, и он дал красивое решение полученной головоломки путем фиктивного уничтожения жил.

Подобные жилы подразумевают массовый привнос флюидов. Некоторые детали могут наглядно показать это движение привноса при изучении воздействия на стенки. В аплите из гранитного массива Кайауа, Верхняя Гаронна, мы видели рисунок, подобный фиг. 34, воспроизведенный по Э. Ниггли [239] для одного из аплитов из Корнуолла. Аналогичная картина дается Н. Р. Мартеном [215] для гранита Фламанвилль. Близ Барен, выше Люшона, Верхняя Гаронна, мы наблюдали аплитовые и гранитные жилы, инъецированные в силурийские графитовые сланцы. Эти жилы идеальной белизны и с четкими контактами несомненно не связаны с метасоматозом углеродистой породы, а были инъецированы.

Различные предыдущие случаи нам представляются *крайними*; чаще всего природа сочетает оба процесса — выполнение и метасоматоз. Наиболее частым случаем, вероятно, является выполнение более или менее приоткрытых трещин с мощным замещением стенок.



Фиг. 34. Оторванный и изогнутый осколок в кровле аплитовой жилы; ореол гранита Годольфин, Корнуолл, по [239]. 1 — аплит; 2 — пегматит; 3 — сланцы (черточки ориентированы вдоль сланцеватости)

Сложные пегматиты. Сложные пегматиты чаще имеют форму залежей, чем жил. Их размеры варьируют от нескольких дециметров до почти 1 км в длину и от нескольких сантиметров до 300 м мощности. Они характеризуются распределением минералов в виде концентрических зон, согласных с внешним очертанием штока, и присутствием уже отмеченных мало обычных минералов. По Э. Н. Камерону и др. [38], которые изучили огромное количество сложных пегматитов США, по форме залежи представлены следующими разновидностями: плитообразная форма, иногда в виде мелких ветвящихся линз; формы груши или слезы; изогнутые трубы; корыта. Форма зависит от структуры вмещающих пород не только тогда, когда контакты являются согласными, но и тогда, когда они являются несогласными, т. е. наклон залежей в этом случае определяется пересечениями трещин.

Сложные пегматиты группируются в оболочке соседних плутонических массивов. В случае истинных гранитов, гранодиоритов, монзонитов плагиоклаз пегматитов отражает химический состав полевых шпатов этих гранитоидов. Это указывает на генетическую связь. Некоторые авторы думают, что сложные редкометалльные пегматиты образуются в результате преобразования простых пегматитов, которые черпали селективно свои редкие элементы в окружающей перигранитной среде. Они, по-видимому, не имеют глубинного происхождения. Противоположного мнения придерживается Н. Варламов [357] по причине идентичной минералогической зональности, которую он наблюдает в различной литологической окружающей среде для зоны оловоносных пегматитов вокруг гранитов Центральной Африки. Таким же образом установление весьма строгих корреляций между содержаниями щелочей и геохимическими содержаниями F, Be, Li, Sn, выполненное Л. Бурнолем [36] в различных герцинских гранитах Центрального Французского массива, также указывает, что редкие элементы принадлежат скорее к парагенезису самого гранита, чем к влиянию его окружения.

Среди известных пегматитов укажем пегматиты Этта близ Кейстона в Блэк-Хиллс, США. Это — округлый шток 70 м в поперечнике, богатый кристаллами сподумена до нескольких метров в длину. Но самым интересным и может быть единственным в мире примером является месторождение Манона в Южном Заире. Там пегматиты «залегают в виде гигантских линз, которые протягиваются в длину на 5000 м и имеют мощность, колеблющуюся от 200 до 300 м. Эти линзы, вместо того чтобы быть вертикальными или субвертикальными как в Руанде, имеют очень слабый наклон к горизонту таким образом, что обнажаются на поверхности с шириной от 50 до 800 м... Эти оловоносные пегматиты несомненно являются наиболее значительными в мире по своим запасам касситерита и колумбита-танталита; они заключают также значительные запасы сподумена» [365]. Главное тело

вырисовывает низкий свод, который сечет вертикальные слюдяные сланцы.

Структурная зональность была тщательно изучена вышеупомянутыми американскими авторами. В пегматитовом теле они различают:

краевые зоны, протяженность которых не превышает дециметра; боковые зоны с немного более грубой зернистостью, мощностью часто менее 3 м и могущие в некоторых месторождениях слагать всю залежь; одна или несколько промежуточных зон, часто неполных или отсутствующих, с зерном явно более грубым, чем в предыдущих; сердцевина или ядро, которое представляет собой линзовидные, сросшиеся или разделенные единицы, залегающие более или менее в центре и отражающие в мелком масштабе общую форму тела. Эти зоны образованы массивным кварцем или кварцем, полевым шпатом и слюдой.

Минеральная зональность накладывается на структурную и включает 11 членов от периферии к центральной части, по тем же авторам:

- 1) плагиоклаз, кварц, мусковит;
- 2) плагиоклаз, кварц;
- 3) кварц, пертит, плагиоклаз с мусковитом и биотитом или без них;
- 4) пертит, кварц;
- 5) пертит, кварц, плагиоклаз, амблигонит, сподумен;
- 6) плагиоклаз, кварц, сподумен;
- 7) кварц, сподумен;
- 8) лепидолит, плагиоклаз, кварц;
- 9) кварц, микроклин;
- 10) микроклин, плагиоклаз, литиевые слюды, кварц;
- 11) кварц.

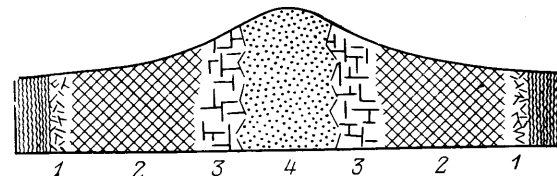
Но редкие пегматиты обладают одновременно этими 11 членами. Плагиоклаз внешних зон меняется от андезина до альбита, в зависимости от конкретных случаев и от природы соседних plutonических пород. Иногда в залежах наблюдается закономерное изменение; при этом количество анортита в плагиоклазе уменьшается от альбандов к центральной части, в то время как обратное соотношение не наблюдается.

В сочетании с этим зональным строением залежи проявляют значительные явления замещения, наглядно выражающиеся в том, что упоминавшиеся ранее авторы называют «комплексами замещения». Это — массы, контуры которых несогласны с зонами, где минералы зон образуют псевдоморфозы под влиянием химических миграций, происходящих из более внутренних зон того же пегматита или от посторонних растворов. Эти массовые замещения в известных случаях проявляются в форме прерывистых жил и прожилков, также происходящих из внутренних зон. Их наиболее обычными составными частями являются кварц, альбит и мусковит.

Аналогичные зональные пегматиты были описаны в Зенага в Южном Марокко [232] и на Мадагаскаре [297]. Например, в штоке Малакиалина, Мадагаскар, после краевой зоны турмали-

Фиг. 35. Схема строения месторождения сложных пегматитов в Северной Бразилии, по У. Д. Джонстону.

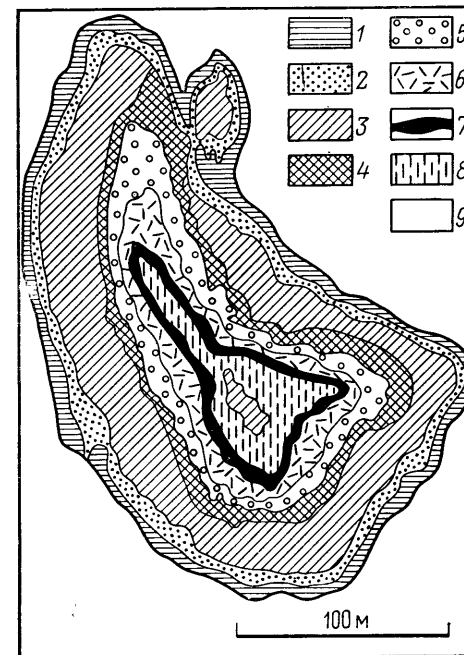
1 — мусковитовая зона; 2 — зона нормального пегматита; 3 — зона крупных полевых шпатов; 4 — кварцевое ядро



нита следует зона с кварцем и мусковитом мощностью максимум 20 см; затем зона микроклина с кварцем, мусковитом, турмалином, апатитом, гранатом максимум до 1 м; затем зона плагиоклаза и кварца с турмалином, мусковитом, бериллом, гранатом, колумбитом, достигающая мощности нескольких метров; наконец, ядро из пертита и кварца.

Пегматиты Северо-Восточной Бразилии [169] характеризуются зональным строением (фиг. 35). Краевая зона 1 мощностью от нескольких сантиметров до 1 м характеризуется обильным, обычно крупным мусковитом; иногда она богата турмалином; случайно в ней встречается касситерит. Зона 2, являющаяся наиболее широкой, представлена нормальным пегматитом. В зоне 3 преобладают крупные полевые шпаты, могущие достигать метровых размеров: большая часть берилла, танталита, сподумена происходит из этой зоны. Зона 4 представляет собой центральную массу молочного или розового, иногда жеодового кварца. Иногда он содержит берилл и даже некоторые сульфиды. Пример одного пегматита Монголии, показанный на фиг. 36, является особенно интересным.

Напротив, в Центральной и Западной Африке известные пегматиты, описанные Н. Варламовым, обычно не зональ-



Фиг. 36. Сложный пегматит Монголии, по [366].

1 — зона с графической текстурой; 2 — комплекс тонкозернистого альбита с бериллом и танталитом; 3 — мономинеральная микроклинная зона; 4 — зона кварца, мусковита с бериллом, танталитом и остатками микроклина; 5 — комплекс кварца, сподумена, клевеландита с остатками микроклина; 6 — альбит и танталит; 7 — кварцевая зона; 8 — лепидолит-альбитовая зона; 9 — вмещающая порода (габбро)

ны или проявляют довольно слабую зональность вопреки их богатству редкими минералами.

Прекрасные работы А. Е. Ферсмана [108, 109], резюмированные Н. Варламовым [352], в генезисе пегматитов выявили последовательность фаз с понижающимися температурами. Он устанавливает 10 классов пегматитов, которые могут быть выделены в последовательные периоды охлаждения. Точка превращения кварца около 600°C дает первый перерыв, а около 400°C критическая точка растворов — второй. Он определяет также 3 фазы: эпимагматическую (800—600°C), пневматолитовую (600—400°C) и гидротермальную (ниже 400°C). Наиболее типичными минералами эпимагматической фазы являются плагиоклаз, монацит, ортит, сфен, колумбит-танталит, ниобаты и танталаты урана, гранат. Вблизи 600°C — пегматиты с лантаноидами и актиноидами. В пневматолитовую фазу мы имеем в порядке понижения температуры пегматиты, характеризующиеся последовательно следующими парагенезисами:

с бором, фтором (турмалин, слюда);
с топазом, бериллом, касситеритом;
с натро-литиевым парагенезисом: альбит, лепидолит, амблигонит, сподумен, касситерит, изредка повторное отложение колумбита-танталита, ильменорутила;
с фосфатами железа и марганца.

Около 400°C помещаются криолитовые пегматиты. В гидротермальную фазу, мы имеем дело с пегматитовым остатком с фторкарбонатами, цеолитами, бесцветным апатитом, флюоритом, глинистыми минералами, отунитом, сульфидами.

Отметим, что некоторые авторы не думают, что флюиды эволюционировали в соответствии с взглядами А. Е. Ферсмана в надкритическом состоянии и что многие, как мы увидим ниже, приводят весьма серьезные доказательства метасоматоза.

Последовательность «фаз» А. Е. Ферсмана обычно не проявляется в одном отдельном теле пегматитов. Как это отмечает Н. Варламов [356]: «На участке устанавливается, что пегматит может быть образован либо одной фазой, либо сочетанием нескольких фаз, обычно расположенных в виде более или менее четко выраженных зон внутри пегматита». В оловоносных районах Центральной и Западной Африки он смог установить, что по мере возрастания расстояния от батолитов пегматитовые тела района представляют собой отдельные фации, соответствующие последовательным фазам А. Е. Ферсмана с понижающейся температурой [356]. В то же время размещение фаций в пространстве по отношению к граниту наиболее ярко проявляется тогда, когда речь идет о граните, образованном на значительной глубине. Наиболее высокотемпературные фации локализуются в граните, а фации, наиболее развитые термически, удаляются от него до нескольких сотен метров во вмещающие породы (естественно, для выходов боковое удаление является более значительным

из-за формы зоны в виде пологого купола). Напротив, когда речь идет о граните, сформировавшемся на малой глубине, расположение зон является значительно более сближенным; оно даже может оказаться почти полностью приуроченным к внутренней части вершины гранитного купола. Такое расположение, очевидно, является следствием термических условий среды, в которой застывает каждый пегматит группы.

Структурные соотношения в пределах одной залежи, тщательно описанные Э. Н. Камероном и др. [38], указывают на *центро-стремительное образование* тел. «Вещество внутренней зоны может проникать по трещинам во внешнюю зону, но не наоборот; минерал внутренней зоны может замещать другой минерал во внешней зоне. Так как основность плагиоклазов также уменьшается от периферии к центру, кажется, что хронологический порядок зон также следует от периферии к центру». Н. Варламов [356] также говорит: «Когда пегматиты проявляют четкую зональность, фазы следуют друг за другом от стенок к центру». В некоторых телах натро-литиевая фаза наблюдается в центре, а боро-фторовая фаза — на краю.

Подчеркнем роль метасоматоза. Его пространственные размеры видны в совокупности одного тела — «комплекс смещения» американских авторов. В деталях большинством исследователей признается весьма резкая альбитизация микроклина. Графические пегматиты возникают при коррозии полевого шпата кварцем [88]. Известно много примеров мусковитизации турмалина и фельдшпатизации берилла (например, в Малакиалина). Во всяком случае метасоматоз является очевидным на конечной стадии формирования тела, но неизвестна та роль, которую он может играть в начальном образовании зон. Известно, однако, что графические кварц-полевошпатовые ассоциации, которые мы считаем метасоматическими, А. Е. Ферсманом рассматриваются как специфически развивающиеся в первые фазы формирования. Наконец, присутствие пневматолитов, выделяемых в различное время, увеличивает эволюционные возможности среды.

Эволюция, приводящая к завершению формирования тела, несомненно, является длительной и сложной. Она включает *реювенации*. Жилы кварца, образованные внутри пегматитовых тел, могут также содержать гидроксилсодержащие минералы, окислы, вольфрамит, гематит, окислы марганца, сульфиды: они относятся к гидротермальной фазе. Однако А. Сафьянников [299] в подобных жилах в Заире часто встречал отложения минералов, идентичных минералам, слагающим первые фазы пегматита: микроклин, альбит, турмалин, лепидолит, берилл, апатит, касситерит, колумбит.

Способ образования

Аплиты и пегматиты часто ассоциируют друг с другом и можно согласиться с мнением Н. Варламова [355], что «в зависимо-

сти от условий охлаждения и скорости отделения летучих элементов» могут возникнуть «либо аплиты, либо пегматиты, либо горные породы промежуточного строения». Среди летучих компонентов главную роль, вероятно, играет вода. Интересно отметить, что в аплитах, ассоциирующих с некоторыми простыми пегматитами, бедность слюдой компенсируется частым присутствием граната, отсутствующего в соответствующих пегматитах и отражающего бедность водой. Именно это наблюдается в мигматитах: разрез ущелья Эрик в Монтань-Нуар в Южной Франции; перимигматические граниты Астона в Пиренеях.

За исключением сложных пегматитов, которые являются результатом упомянутого выше сложного генезиса, пегматиты и аплиты, по мнению Ф. К. Дрешер-Кадена [88], могут быть созданы выпотами гранита и его межзерновыми флюидами. Он замечает, что такие жилы часто являются «слепыми» и обычно не имеют включений. Или еще, по К. Р. Менерту [217], они могут представлять собой латеральные секрции вмещающих пород в отношении некоторых мигматитов Шварцвальда. Мысль об эвтектическом характере пегматитов была поддержана А. Е. Ферсманом, опиравшимся на тот факт, что количество кварца в типичном пегматите является довольно постоянным и составляет около 25% объема. Та же точка зрения у К. Р. Менерта. Ф. К. Дрешер-Каден, наоборот, в графических пегматитах наблюдает изменчивость этого соотношения и в особенности более поздний характер кварца по отношению к полевоому шпату так, что он принимает метасоматоз кварцем.

Здесь мы касаемся двойственности мнений: магматическое или метасоматическое образование пегматитов и аплитов. Вместе с Н. Л. Боуэном гипотеза магматического образования рассматривает остаточную гранитную магму, обогащенную «сверхплавкими» компонентами, т. е. пневматолитами. Обилие последних могло бы объяснить замечательные структуры пегматитов. Пневматолиты уменьшают вязкость силикатной магмы и понижают точку ее плавления. Их действие вначале состоит в задержке, а позднее — облегчении кристаллизации. Так как пересыщение в каждый момент является очень слабым, а диффузия более легкой, это обуславливает возникновение кристаллов большого размера с вполне плоскими и хорошо образованными гранями [120]. Более низкотемпературная кристаллизация в более ограниченном интервале температур допускает одновременное образование нескольких минералов, которые в широком масштабе проникают друг в друга и создают структуры «графического» типа. Эти последние, обычные для кварца и полевого шпата, касаются также и других минералов с полевыми шпатами или без них. Кристаллические формы также объясняются, например, для бериллов или для кварца — турмалина. В этих структурах многочисленные элементы данного минерала, разделенные развитием другого минерала, в действительности принадлежат од-

ному и тому же крупному кристаллу. Наконец, неправильное размещение кристаллов, беспорядочное сочетание аплитов с пегматитами также, по-видимому, объясняются условиями легкого питания кристаллов в весьма жидкой среде, так же как и неравномерностью в распределении минерализаторов вследствие их подвижности. Химические изменения среды объясняют постоянную последовательность отложения в зональности сложных пегматитов.

Другое объяснение образования пегматитов базируется на метасоматозе. Многие детали их строения бесспорно выражают разведение одних минералов другими. Эту сторону осветил У. Т. Шеллер [304]. Остаточная гранитная магма застывает в виде аплита. Крупные кристаллы микроклина развиваются за счет его путем метасоматоза. Затем, в то же время, когда происходит замещение калиевого полевого шпата альбитом, отлагается кварц графических разновидностей. Альбитизация микроклина представляет собой весьма распространенное явление в пегматитах. В сложных пегматитах разнообразные характерные минералы различных классов А. Е. Ферсмана представляются отложенными в конечную стадию путем коррозии и переработки более ранних минералов одновременно с развитием альбитизации. Эти конечные образования часто имеют жеодовую текстуру.

По А. Н. Заварицкому [403] циркуляция минерализаторов, газов и жидкостей преобразовывает вмещающую породу, увеличивая размеры ее зерен в результате «явления, аналогичного тому, которое используется в химии, когда осадок помещают в контакт с насыщенным раствором». Во время этого явления в результате диффузии и фракционной дистилляции изменяется химический состав флюидов; последовательно образованные минералы являются разными; предшествующие стадии перерабатываются. Кристаллизация вызывает сегрегацию минералов. Первые стадии аналогичны метаморфизму, последние аналогичны рудному гидротермальному процессу.

Однако действительно необходимы две оговорки. Первая, сделанная самим А. Н. Заварицким, состоит в том, что если конечный раствор относится к типу рудоносных растворов, то «тем не менее существует некоторый антагонизм между пегматитами и рудными жилами, которые обычно происходят из различных магм». Вторая оговорка состоит в том, что пегматитовые структуры не похожи на кристаллические структуры метаморфизма. Быть может, эту разницу объяснили бы более высокая температура и более значительное количество флюидов? Однако Ф. К. Дрешер-Каден [88] признает, что между обоими типами структур имеются переходы.

Сразу же отметим, что для некоторых аплитов метасоматическое образование является маловероятным. На самом деле Н. Варламов показал аплиты с проявленной флюиальностью. Крупные кристаллы микроклина, кварца и пластинки слю-

ды погружены в аплитовую основную массу, наподобие островков, огибаемых течениями. Мы уже отмечали случай осколков вмещающих пород аплитовой жилы, оторванных, но не полностью отделенных от стенки и изогнутых с более или менее значительным вращением под воздействием течения вещества (см. фиг. 34). Напротив, аплиты из жил, образованных без раздвигания, сформировались путем метасоматоза.

Б. К. Кинг и А. М. Дж. де Свардт [181] думают, что пегматиты образуются в условиях ослабления напряжения, а аплиты — в условиях сжатия. Это предположение согласуется с флюидалностью аплитов, наводящей на мысль о течении под давлением, и с тем, что в областях мигматитов аплиты гораздо чаще других пород проявляют пегматитовые складки. И обратно, образованию пегматитов благоприятствует приток минерализующих флюидов к местам размещения в условиях ослабления напряжений. Частые случаи ассоциации обоих типов пород возникают во время чередующихся фаз напряжений и разрядки или в связи с местными аномалиями распределения напряжений.

ЛАМПРОФИРЫ

Определение

Лампрофиры представляют собой своеобразные магматические породы, которые часто проявляются в качестве жильных производных гранитных массивов, однако, как мы увидим ниже, эта связь не является постоянной и обязательной. Эти очень темные и мелкозернистые породы имеют блестящий излом, из-за чего и получили свое название (по-гречески: блестящий). Этот облик обязан обилию биотита или амфибола в виде мелких, раскалывающихся по спайности пластинок. Они характеризуются высоким содержанием железо-магнезиальных минералов, в особенности биотита и амфибола, но также оливина и иногда пироксена. Два первых часто образуют вполне идиоморфные фенокристы. Полевые шпаты принимают участие в сложении основной массы, но не образуют фенокристаллов, что является аномальным по отношению к обычным породам близкого состава (трахиты, латиты и др.). Кварц, встречающийся в зависимости от химизма породы в различном количестве в основной массе, иногда проявляется в виде отдельных крупных кристаллов или мелких включений, которые обычно рассматривают как мелкие ксенолиты, заимствованные из вмещающих пород. Но главной особенностью этих пород является то, что они значительно более щелочные, особенно по их повышенному содержанию калия, чем это подсказывает их меланократовый облик (богатство магнием). Повышенное количество пневматогенных минералов (биотит, амфибол), так же как и обилие апатита, говорят о магме с повышенным содержанием пневматолитов. Часто в них

значительно развиты кальцит, хлорит, тальк и глинистые минералы. Хотя подобные породы легко подвергаются изменениям в гипергенных условиях, эти минералы не всегда связываются с выветриванием и, по мнению П. Эскола [104], в значительной массе, по-видимому, являются первичными — в результате автопневматолита. Структура лампрофиров различна: обычно голокристаллическая (от микролитовой до тонкозернистой), иногда в краевых частях жил она может быть стекловатой.

В первом приближении различные разновидности лампрофиров могут быть охарактеризованы следующей таблицей, заимствованной у Г. Уильяма, Ф. Дж. Тернера и К. М. Джилберта [393], в которой приведены преобладающий ферро-магнезиальный и лейкократовый минералы и классическое название, данное породе (курсив).

В альнэите главным лейкократовым минералом является мелилит; в мончиките это — анальцит (в результате девитрификации массы).

Железо-магнезиальный минерал	Ортоклаз	Плагноклаз	Бесполевошпатовая
Биотит	<i>Минетта</i>	<i>Керсантит</i>	<i>Альнэит</i>
Роговая обманка или авгит	<i>Вогезит</i>	<i>Спессартит</i>	
Пироксен или натровый амфибол	<i>Натровая минетта или натровый вогезит</i>	<i>Камптонит</i>	<i>Мончикит</i>

Наиболее важными породами в гранитной среде являются *минетты* и *керсантиты*. Щелочные и фельдшпатоидные типы относятся преимущественно к свите пересыщенных щелочами плутонических массивов (фельдшпатоидные сиениты, тералиты) и к связанному с ними вулканизму.

Впрочем, наряду с другими Д. Вельд доказал, что некоторые щелочные лавы, называемые «лампроитами», во всех отношениях напоминают некоторые жильные лампрофиры, в особенности минетты. Этому автору мы обязаны тщательным минералогическим и петрографическим изучением минетт и керсантитов [358, 359, 360, 361]. С генетической точки зрения следует подчеркнуть результат. В то время как слюды многих образцов этих пород остаются весьма свежими (идиоморфный и зональный флогопит, более светлый и более магнезиальный в центре), мелкие вкрапленники оливина вообще полностью изменены в агрегат с различным количественным соотношением талька, хлорита, кварца, кальцита, монтмориллонита. Д. Вельд показывает, что эта ассоциация является устойчивой между 400 и 500°C при давлении 1—2 кб. Это, как будто, подтверждает автопневматолитовый характер такого рода изменений в подобных породах.

Так же как и в отношении других лампрофиров, определение минетт и керсантитов является преимущественно минералогическим и любой из двух типов способен к широким изменениям общего химического состава горной породы. Состав минетты может варьировать от состава щелочного сиенита до состава монцонита; состав керсантита — от монцонита до кварцевого диорита.

Залегание и способ образования

Мы оставляем в стороне лампроиты, так же как и фельдшпатонидные типы, которые не входят в рамки «геологии гранита».

Лампрофиры гранитной среды слагают значительные жильные поля, которые пересекают некоторые гранитные массивы и распространяются в их окружение. В то время как многие гранитные массивы лишены лампрофиров, некоторые из них, такие как массивы Вогезов и Шварцвальда, наоборот, содержат многочисленные жилы. Отметим гранит Шамп-дю-Фё в Северных Вогезах, известный по работам Г. Розенбуша [294] и Ж. Юнга [170].

Обычно в жильных лампрофировых полях в то же время проявляются жилы микрогранита, микродиорита, долерита. Часто жилы различных категорий кажутся независимыми и сдвинутыми во времени. Но это не всегда так. В Шварцвальде известны жилы микрогранита, по периферии окаймленные типичным лампрофиром; они представляют собой не дифференциацию на месте, а два последовательных поступления в одну и ту же трещину, так как этот микрогранит идентичен породам из чисто микрогранитных жил на соседних участках [394]. Порфировидный гранит Центральных Вогезов к югу от Жерардмера выделяет жилы пироксенового микрогранита того же химического состава, что и гранит. «Керсантиты ассоциируют с этими микрогранитами и проявляют с ними значительное сходство. Керсантиты содержат тот же самый диопсид и очень большое количество биотита... Иногда в керсантите развивается что-то вроде неясной дымки светлого цвета: это — более кислые части» [170]. Существует, по-видимому, непрерывный переход между керсантитом и микрогранитом. Этот факт имеет, кажется, некоторую общность. Как отмечает А. Харкер [151], лампрофиры «проявляют различные переходы от типичного лампрофира до слюдяного кварцевого порфира. Устанавливается, что весьма разнообразные разновидности горных пород проявляются в одной и той же дайке в виде несовершенной смеси».

Жилы лампрофиров, часто тонкие и протяженные, образованы путем раздвигания стенок и нередко содержат включения. По К. Шейманну [306], составные части ассимилированных ксенолитов участвуют в лампрофировой дифференциации и определяют ее природу и направление. С. С. Кайтаро [177] также подчеркивает влияние контаминации боковых пород на лампро-

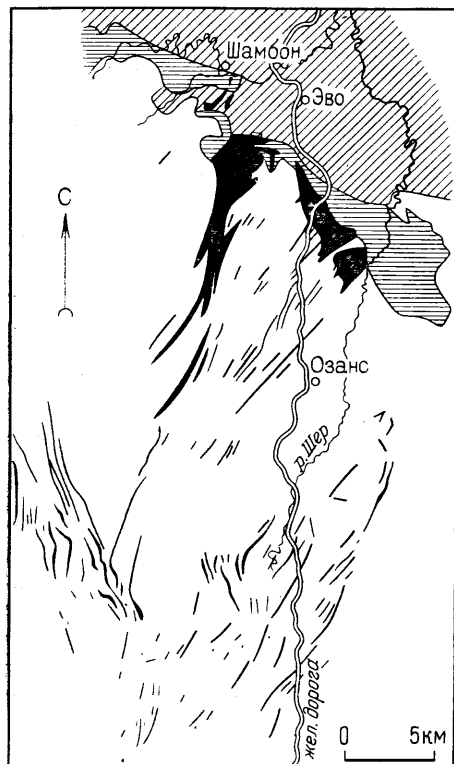
фировые жилы Ава на Аландских островах. Магматическое жидкое состояние лампрофиров может устанавливаться с помощью включений. П. Юпе [159] отметил включения силурийских кристаллических сланцев, вынесенные лампрофиром гранита Неувель, Центральные Пиренеи, из почвы этого гранита.

Довольно необычным фактом является то, что «некоторые массивы plutonических пород могут проявлять краевую фацию, имеющую совершенный лампрофировый облик» [359]. Быть может, к ним нужно отнести и уже упоминавшееся наблюдение И. Халлера (с.118) над каймами горнблендита на контакте мигматитов Гренландии. Является ли это результатом *конвергенции*, обязанной развитию основного фронта гранитизации? Здесь также нужно напомнить оригинальную гипотезу Ван Беммелена [22]: «Не является ли возможным, что лампрофиры происходят из метаморфической зоны, которая окружает гранитизированную массу и что они были инъецированы снаружи внутрь? В Индонезии (Ява) я наблюдал присутствие этих лампрофировых пород (малхит, вогезит и др.) в поверхностной контактовой зоне неогеновых гранитов, образованных путем метасоматоза. Эта мобилизованная во время гранитизации периферия позднее была инъецирована в трещины, образованные в более жестком граните, который застыл и был продвинут вверх. В более глубоких частях этих гранитов дайки лампрофиров представляются более редкими или совершенно отсутствуют. Подобные же явления могут, может быть, объяснить соотношения между метаморфической кровлей монцонитовой интрузии Предаццо в Доломитовых Альпах и дайками лампрофиров (камptonитов) в монцонитах, которые обнажаются вдоль дороги и которые в некоторой степени уменьшаются сверху вниз... Априори нельзя утверждать, что инъекции основных пород в зернистые более кислые породы всегда происходят из глубины; необходимо также рассматривать возможность из кровли этих масс».

Другим видом возможной конвергенции является, по-видимому, конвергенция эндополигенных включений или реститов внутри гранитов, которые иногда напоминают лампрофиры. А. Сан Мигель Аррибас [302] изучил лампрофиры (камptonиты и спессартиты) гранитного массива Коста Брава в береговой цепи Каталонии. По характеру их контактов с гранитом и по микроскопической структуре перехода между этими двумя типами горных пород он относит эти жилы к числу базальтовых даек более ранних по отношению к гранитизации и пощажённых ею за исключением некоторого метаморфизма. Но, однако, не нужно упускать из вида, что классические лампрофиры не всегда являются более поздними ко всякой гранитной активности, например в Шварцвальде, и могут срезаться гранитом [394].

Заключение. В соответствии с предыдущим описанием, по-видимому, несколько факторов принимают участие в образова-

нии жил лампрофиров: гибридизации или контаминация магмы, полное или частичное переплавление более древних пород основного состава с интенсивным пневматолитом и т. д. Глубинное магматическое происхождение представляет собой теорию, принятую Д. Вельдом [359], которая опирается на частичное плавление на уровне мантии, или теории весьма специфической магматической дифференциации базальтовой магмы. Это глубинное происхождение находит поддержку в мнении Э. Бедерке [18] и П. Эскола [104], согласно которому присутствие или отсутствие глубокой трещиноватости гранитных массивов вызывает присутствие или отсутствие лампрофиров без того, чтобы вмешивалась магматическая история самого гранита. Нам кажется, что одни гранитные массивы имеют очень глубокие корни, а другие — дно на более скромной глубине. Магматическая эволюция первых могла бы предоставить место многим петрогенетическим возможностям, особенно гибридизации, ведя к необычным породам.



ПОРФИРЫ

Жилы порфиров гранитных свит довольно разнообразны, но чаще всего имеют обычный характер. Они относятся к микрогранитам и к микродиоритам. Часто они переходят в типичную фацию риолитовой или андезитовой лавы. Особенно это происходит в мало мощных жилах или зальбандах более мощных жил.

Л. де Лоне [201] наблюдал этот факт в каменноугольных интрузиях, близких к вулканическим туфам кульма на плато Гере на Севере Центрального Французского массива (фиг. 37). Например, в дайке Санна

к юго-западу от Эво длиной 12 км и мощностью 1500 м имеются все промежуточные переходы между голокристаллическими микрогранитами и гранофирами и более или менее скрытокристаллической породой, состоящей из кварца и ортоклаза. Гранитный массив, из которого исходит этот пучок даек, не был установлен (нет уверенности, что это был «гранит Гере»), но тесная связь микрогранит — риолит заслуживает того, чтобы ее подчеркнули. Аналогичный пучок к югу от Лиможа дает место тем же наблюдениям [265].

Порфировые жилы чаще всего образовались путем раздвигания стенок. Однако это не всегда так в случае гранофиров, условия залегания которых часто напоминают условия залегания гранитов. Микрогранит-порфиры, особенно те, которые имеют риолитовые контакты, отличались, вероятно, подвижностью магмы. П. Коллон [65] в Вильфранш-де-Руерг отмечает микрогранит, в котором включения гранита и гнейса были подняты с глубины, которую он оценивает в несколько сотен метров.

Среди многочисленных жил, которые пересекают гранит Шамп-дю-Фё в Вогезах, встречен микрогранит более древний, чем лампрофиры; он часто, по мнению Юнга, имеет флюидальную и сферолитовую структуру риолитов. Этот переход в вулканические фации говорит об условиях быстрого охлаждения и, вероятно, при невысоком давлении. Следовательно, эти жилы должны были быть более поздними по отношению к завершению охлаждения тех частей, которые они занимают в гранитном массиве, так же как и к выделению гранитных эманаций.

Кроме этого факта, отпечаток позднего образования порфировых жил вытекает также из тонкости зерен, за исключением вкрапленников, тонкости, объяснимой отсутствием минерализаторов. Они, следовательно, уже кончили выделяться. В Азегуре, в Марокканском Атласе, в ореоле небольшого гранитного батолита расположено месторождение шеелита, молибденита, халькопирита. Его минерализация обязана контактовому метаморфизму в известняках и перерождению гранитных эманаций в гидротермальные растворы. Порфировые жилы секут эту рудную минерализацию и являются, таким образом, поздними по отношению к выделению пневматолитов. Тем не менее в некоторых сульфидных перибатолитовых месторождениях в Аризоне, в США, порфиры чередуются с повторяющимися фазами рудной минерализации. Но здесь речь идет о менее горячих гидротермальных фазах и более поздних, чем в Азегуре. Кроме этого, эти особые порфиры, по-видимому, меньше представляют продукты дифференциации батолитов, чем вещество верхних частей батолитовых куполов [267].

Жильные свиты, богатые легматитами, почти не содержат порфиров, и наоборот. Между этими двумя категориями существует антагонизм, факт, объяснимый из предшествующего материала. Например, группа лейкогранитов западной части

Фиг. 37. Поле микрогранитовых жил плато Гере.

1 — гранит; 2 — жилы и штоки микрогранита; 3 — гнейс; 4 — отложения динамитского яруса (песчаники, туфы и вулканические потоки)

Центрального Французского массива, которая содержит пегматитовые месторождения, почти не выделяет микрогранитов. Наоборот, массив Азегур, содержащий мало пегматитов, сопровождается многочисленными и мощными жилами микрогранита и андезита.

В жильной свите гранитов порфиновые жилы являются наиболее независимыми из-за их распространения на значительные расстояния, достигающие нескольких километров. Они могут проявляться вне видимой связи с выходами гранитов. Могла ли их магма достигать поверхности Земли и изливаться в виде вулканической лавы? Это — проблема, к которой мы вернемся в гл. XV.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В каждом случае жильные производные придают всей литологической гранитной провинции особую характерную черту: своим присутствием или отсутствием, возможным существованием сложных пегматитов с особым химизмом, чаще ритмом механических и химических эпизодов, от которых зависят жильные производные, предшествующих или сопровождающих гранитизацию или следующих за ней.

Простые пегматиты являются либо ранними относительно гранита, т. е. в авангарде ореола, либо поздними и секущими застывший гранит (плоские жилы). Ранние затрагиваются син-мigmatическими механизмами ореола (с. 120). В этой совокупности сложные пегматиты являются исключительными и локализируются в определенных провинциях; они, по-видимому, соответствуют конечным членам дифференциации. Их внутренняя эволюция достаточно сложна.

Во времени аплиты размещаются так же, как и пегматиты.

Пневматолитовые кварцы чаще всего являются конечными и связаны с фазой конечного ослабления напряжения. Но мы видели, что из этого правила имеются многочисленные исключения. Пример оловорудного месторождения Эль Карит на периферии гранитного массива Ульмес, Марокко, показывает в кристаллических сланцах ореола жилы кварца, пережатые в результате деформации, связанной со становлением гранита: в участках растяжения краев будин кристаллизуются, иногда в широком масштабе, касситерит, берилл, мусковит. Таким образом, здесь пневматолитовый кварц является синкинематическим с гранитизацией.

Гранофиры в виде даек или штоков, так же как и порфиры, могут быть поздними. Но они могут также, особенно в условиях паравулканической гранитизации, представлять фацию рождающегося гранита (кольцевые дайки Шотландии; ассоциирующий с риолитами гранит Сарро, Южное Марокко, с. 246).

Микрогранит-порфиры или микродиорит-порфиры являются

поздними, когда они залегают в виде жил. Случай окраин микрогранитной фации в крупных гранитных массивах несколько отличен и уже упоминался в главе V. Лампрофиры также являются поздними. Эти категории горных пород отсутствуют в областях мигматитов, которые представляют собой незавершенные граниты. Выше отмечалось несколько случаев переноса включений микрогранитами или лампрофирами, доказывающего жидкое состояние этих пород и их магматический характер.

Глава X. ВЫВЕТРИВАНИЕ. ДРОБЛЕНИЕ. РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ГРАНИТОВ

Для полноты изучения эволюции гранитов необходимо рассмотреть процессы, приводящие к их разрушению или преобразованию: выветривание инфильтрационными водами, тектоническое дробление, преобразование при региональном метаморфизме. Метеорное выветривание также играет значительную геохимическую роль, принимая во внимание распространенность и химическую неустойчивость гранитов вблизи поверхности Земли. Вместе с тем граниты являются тектонически хрупкими и подчеркнута легко «воспринимают» дробление, давая при этом всю гамму деформированных пород. Это явление происходит в области тектонических движений, но за пределами зон, «мобилизованных» гранитизацией или метаморфизмом, т. е. при прочих равных условиях, на меньшей глубине и затрагивает более или менее значительные участки, но всегда ограниченной мощности. Напротив, региональный метаморфизм охватывает более глубокие зоны, в которых происходит всеобщее преобразование пород и особенно крупных гранитных тел, которые могут там оказаться.

ВЫВЕТРИВАНИЕ

Общие черты. Метеорное выветривание, происходящее в настоящее время и во все эпохи прошлого, представляет собой весьма интенсивное метасоматическое преобразование с миграцией химических элементов в обоих направлениях — привнос и вынос их.

В зонах с умеренным климатом выветривание гранитов характеризуется дезинтеграцией и образованием глинистых минералов. В тропических зонах оно состоит в латеритизации, затрагивающей аналогичным образом любую силикатную породу и состоящей главным образом в разрушении силикатов, концентрации алюминия и окислов железа в их гидратированной мине-

ральной форме, так же как и в мобилизации кремнезема, частично выщелоченного. В обоих случаях эти процессы выветривания могут привести к образованию почв (педогенез), когда в благоприятных зонах биологические факторы являются особенно активными. Мы не будем рассматривать латеритизацию в тропических зонах, которая не специфична для гранитов. По этому вопросу мы отсылаем читателей к работам Г. Эрхарта [98].

Ниже мы рассмотрим нелатеритное выветривание гранитов и проследим его до разрушения их в дресву, т. е. до той стадии эволюции, когда еще можно говорить о «выветрелом граните». Последующие процессы входят в круг вопросов седиментологии, если существует перенос и переработка, или педогенеза: материал этих образований лишь более или менее отражает их гранитное происхождение, но они не характеризуют петрографии гранитных пород.

Описание. На гранитных плато выходы имеют необычный вид больших неправильных шаров в несколько метров в поперечнике. Иногда кажется, что отдельные шары лежат на поверхности Земли или же хаотично нагромождены. Чаше обнажается только их верхняя поверхность, в то время как остальное скрыто в подстилающей гранитной массе — плотной или более или менее ломкой и рассыпающейся в пыль. Выветривание приводит к дезинтеграции гранита, в результате которой он становится похожим на грубозернистый песок, называемый *гранитной дресвой*, при этом шаровидные отдельности остаются целыми, хотя уже более или менее сильно изменены по периферии. Если дресва удаляется поверхностными потоками, шары выступают над поверхностью почвы. Наблюдаемые переходы показывают, что выветривание начинается и развивается по сети параллелепипедальных трещин, существующих в любом граните. Оно сильнее подчеркивается на пересечениях трещин; поэтому вершины параллелепипедов округляются и в конечном счете гранитный блок принимает форму шара. С течением времени она будет выветриваться по периферии и также превратится в дресву. В обычных гранитах шары имеют грубо сферическую форму; в гранитах с плоскостной структурой они уплощены.

Глубина выветривания определяется глубиной легкого проникновения воды в трещины гранита, т. е. от нескольких метров до нескольких десятков метров. Глубже трещины гранита обычно слишком сжаты, чтобы быть явно водоносными. Это выветривание является всеобщим и абсолютно свежий гранит обнажается лишь в активно подновляемых эрозионных выемках или в забоях действующих карьеров. Когда поверхностные воды уносят дресву, происходит сортировка, создающая пласты еще более или менее полевошпатового кварцевого песка и пласты речных отложений глинистого состава.

Эволюция порообразующих минералов. Раздробление полевых шпатов и дезинтеграция кристаллических агрегатов гранита, по-видимому, обязаны развитию глинистых минералов. Последние работы уточнили известный с давних пор факт о сложности этих явлений выветривания. Исследования с помощью микроскопа или дифрактометра позволяют проследить эволюцию минералов.

С самого начала полевые шпаты теряют свою кристаллическую прозрачность, становятся молочно-белыми, непрозрачными, затем ломкими. Биотиты теряют свой блеск, становятся непрозрачными, зеленоватыми или золотистыми. Мусковиты остаются без изменения. Кварц лишь распадается на отдельные зерна в результате разделения мелких агрегатов, которые он образует в свежей породе.

Под микроскопом полевые шпаты кажутся пигментированными в результате развития очень тонких чешуек, которые на крайних стадиях замещают весь минерал и слагают, агрегаты, которые дифрактометр характеризует как серицит (мусковит) или глины. «Природа этих глин определяется главным образом pH растворов и содержанием щелочей в них. Когда отношение К/Н является повышенным, может образоваться мусковит. Когда это отношение будет малым, мы будем иметь синтез, например, каолинита» [41]. По мнению Г. Педро и М. Роберта [251], может также образоваться монтмориллонит и даже гиббсит. Вздутие этих глин играет значительную роль для дезинтеграции породы, даже на начальных стадиях [324].

Плагииоклазы подвергаются изменениям значительно легче, чем калиевый полевой шпат, который иногда сохраняется в дресве в виде мелкого гравия. Именно это приводит к образованию в геологических толщах аркозов путем цементации более или менее перенесенной и переотложенной дресвы. В наиболее основных плагииоклазах часто проявляется особая форма выветривания — *сосюритизация* (развитие пигмента клиноцоизита, хлорита и др. в выветрелом кристалле).

Биотит превращается в хлорит или вермикулит. Хлоритизация (пеннин) хорошо наблюдается под микроскопом. Вермикулит относится к категории вздувающихся слоистых силикатов и его образование обусловлено обменом основаниями с плагииоклазами и гидратацией [251].

Гранитная роговая обманка деградирует, переходя в различные зеленых вторичных, более или менее волокнистых амфиболов. В то же время за счет биотитов и амфиболов развиваются другие вторичные минералы, такие как лейкоксен, рутил, окислы железа. Местами новообразования кальцита, кварца и иногда альбита обособляются в форме мелких микроскопических пятен. Большая часть аксессуарных минералов гранита (сфен, апатит, гранит, монацит, турмалин, рудные и др.) не поддается выветриванию и в виде «тяжелых минералов» концентрируется

в слоях «черных песков» — в осадках, образованных за счет переработки дресвы.

Многие из этих процессов выветривания указывают на тонкие метасоматические проявления в результате реакции между породообразующими минералами под влиянием инфильтрационных вод, химизм которых имеет, кстати, заметное влияние. Это явно вытекает из природы вышеуказанных вторичных парагенезисов. Селективность химических реакций выражается, например, в зональных плагноклазах, ядро которых часто изменено, между тем более щелочная периферия остается устойчивой. В железо-магнезиальных минералах наблюдается скорее обратное расположение зон изменения. Выветривание не состоит в простом распаде внутри породы, раздвигаемой вздутием слоистых силикатов: выветривание внутри кристаллов следует вдоль самых тонких трещин спайности, а также вдоль неразличимых под микроскопом путей, как во многих метасоматических процессах, связанных с нарушениями химического равновесия всех видов.

Особые случаи. Некоторые граниты, очевидно, свежие в своем первоначальном залегании, быстро, в течение нескольких лет, превращаются в дресву, когда они извлекаются из карьеров. Такую деградацию наблюдают, когда эти материалы используют для памятников или технических нужд, таких как производство щебня, гравия. Известным является гранит «рапакиви» Финляндии, название которого на финском языке происходит именно от этого обстоятельства.

Это свойство, кстати, неодинаковое в различных массивах рапакиви, не могло быть объяснено удовлетворительным образом. П. Эскола [цит. по 212] отметил, что для микроструктуры этого гранита характерны петрографические агрегаты с ровными контурами границ кристаллов. При ослаблении скрытых напряжений в породе она становится проницаемой для микрорасторов вследствие такой особенности структуры агрегата зерен. Мы полагаем, что можно было бы объяснить быстрое разрушение гранита весьма гипотетическими свойствами «интергранулярных пленок» Э. Вегманна (с. 268). Но может быть в самом деле существуют весьма различные случаи быстрого выветривания гранитов.

Р. Стрюйу [324], изучавший это явление во французских гранитах, думает, что гранитные тела, кажущиеся свежими в первичном залегании, в действительности же неумовленным образом подвергнуты выветриванию. В сооружениях из таких гранитов под влиянием атмосферных явлений изменяется равновесие и ускоряется выветривание. Речь, вероятно, идет о гранитах с розовым полевым шпатом. У калиевых полевых шпатов, способных включать в свою решетку железо, эта окраска может быть первичной. Окраска плагноклазов обусловлена фиксацией железа в мелких участках со слегка выщелоченными основаниями

(при метеорной экспозиции окраска становится коричневатой). Железо, фиксируя воду, выделяется в виде гидроокислов, которые, увеличивая объем породы, могут привести к ее распаду.

ДРОБЛЕНИЕ ГРАНИТОВ

Описание гранитных милонитов

Под термином *милониты* мы, вместе с П. Термье, понимаем все горные породы в любой степени раздробления. Некоторые авторы сохраняют этот термин за типами завершенного раздробления, т. е. за полностью раздробленными породами. Но в природе раздробленные породы тесно ассоциируют с породами, испытавшими меньшую деформацию, и с трудом отделяются друг от друга; таким образом, необходим охватывающий термин и для этого подходит термин «милонит». Дробление называется также *катаклизом*, а структура называется *катаклизической*.

При наиболее интенсивном дроблении гранит переходит в нечто напоминающее основную массу, окружающую нераздробленные фрагменты, которые выделяются на этом фоне в виде бесформенных желваков. Рядом с зоной гранит только рассланцован и представляет серию типов, выражающих различную степень деформации. Таким образом, дробление в областях гранитов проявляется как сложное явление и не имеет непрерывности и закономерностей, которые можно было бы ожидать; с ним ассоциируют милонитизированные породы всех степеней. Они оказывают влияние на общее распределение мало раздробленных, грубо линзообразных, крупных масс, которые окружают довольно узкие полосы полностью раздробленных пород. В большом масштабе, измеряемом километрами или сотнями метров, мы видим то, что микроскоп показывает в милоните в масштабе миллиметра и ниже. Крупные милонитовые зоны, которые можно проследить на десятки километров, являются грубо линейными, содержат пачки перетертых пород мощностью до нескольких метров, прерывающихся и сменяющих друг друга, окруженных слабо перетертыми или не затронутыми дроблением породами. В целом милонитовая зона мощностью часто до сотни метров и более имеет хаотический облик, вводящий в заблуждение при ее прослеживании в поле, когда обнажения редки. В крупном масштабе деформация распространяется неравномерно, создавая пачки линейных «чешуй», прижатых одна к другой. Само собой разумеется, что такие крупные тектонические нарушения не ограничиваются гранитами, но могут пересекать любые формации. Во всяком случае они особенно подчеркиваются в гранитных породах из-за их жесткости и однородности.

Макроскопически катакlastическая структура часто представляет собой сланцеватое размещение, отмечаемое блестящими поверхностями, более или менее волнистыми, часто исстрихованными, которые проникают внутрь раздробленной породы и непрерывно сменяют друг друга. Эти поверхности, более или менее сближенные друг с другом в зависимости от интенсивности дробления, представляют собой поверхности элементарного проскальзывания. Для этого вида милонитов говорят о *сланцеватой текстуре*. Другая катакlastическая текстура имеет вид неясной брекчии, образованной мелкими обломками слабо раздробленной породы, беспорядочно погруженными в тонко перетертую основную массу. Это — *брекчиевидная милонитовая текстура*. В то время как сланцеватая текстура обычно отражает относительное движение, развивающееся в одном определенном направлении — между блоками, разделенными зоной дробления, брекчиевидная текстура, по-видимому, соответствует повторным и более или менее беспорядочным движениям.

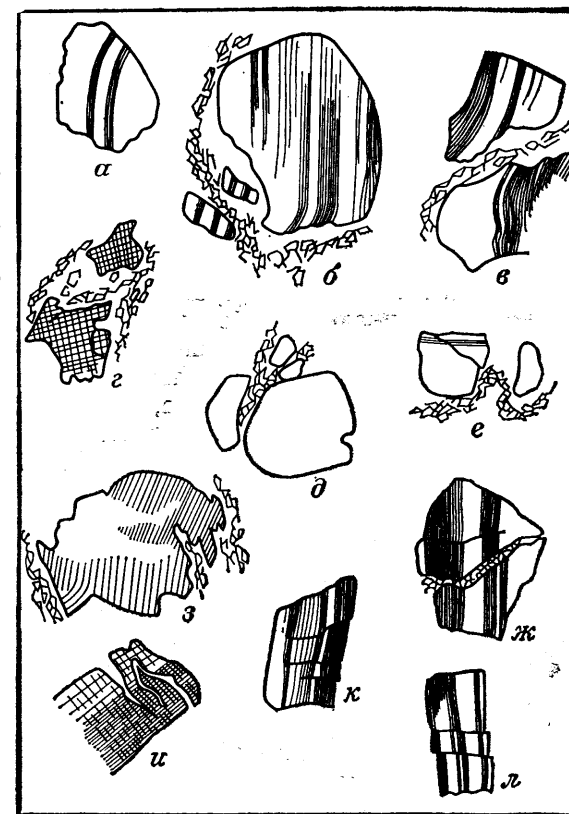
Создается впечатление, что степень дробления можно было бы определить по тонкости перетертого вещества и по относительному количеству перетертого вещества и более или менее разломанных, но не раздробленных «реликтов». Но это интуитивное понятие остается определенным, так как эти результаты зависят от ряда факторов: величины механических усилий, скорости деформации, величины относительных перемещений между блоками, повторения усилий и перемещений, литостатического давления среды. Почти невозможно оценить и тем более выразить цифрами эти факторы.

Под микроскопом катакlastические структуры наблюдаются прекрасно, особенно в сечениях, поперечных к милонитовой сланцеватости. Между волнистыми полосами растертого вещества вытягиваются длинные осколки раздробленного гранита, растянутые на четки, кварц и полевой шпат. Растертое вещество представляет собой тонкую брекчию, состоящую из мелких обломков кварца и полевого шпата размером в сотые доли миллиметра, смешанных с мелкими клубками листоватых минералов. Обломки неправильны по размеру и форме. Нераздавленные участки разобщены, раздроблены на месте; в них проникают нити растертого в пыль вещества, срезают по краям кристаллы полевого шпата, вырезают из них фрагменты. Плагиоклазы часто бывают изогнуты; изгиб, хорошо видимый по полисинтетическим двойникам, достигает $10-25^\circ$ (фиг. 38). Пучки мусковита разорваны. Кварц разбивается на осколки, вытянутые в направлении струек растертого материала. Если рассланцовки не было, то микроскопический облик аналогичен, но без доминирующего направления струй растертого вещества.

В наиболее развитую стадию истирания горная порода не определима невооруженным глазом по причине ее явной однородности, напоминающей осадочную или вулканическую поро-

Фиг. 38. Изогнутые и раздробленные полевые шпаты из милонитовых гранитов Ля Марш и Верхняя Вьенна, Центральный массив.

а, б, в — альбит; г — микроклин; д — ортоклаз; е, ж — разделенный на блоки альбит; з — альбит, трещины в котором заполнены вторичным альбитом; и — микроклин; к, л — альбит
а — к — увеличение от 20 до 60; л — увеличение 150



ду с неразличимой зернистостью. Микроскопическое исследование выявляет мелкие обломки, аналогичные обломкам струй растертого вещества предыдущих типов (не более нескольких десятых долей миллиметра): это — мелкая неясная брекчия, более или менее листовая, с распределением в виде неясно пересекающихся, часто едва намеченных полосок.

Интересно изучить эволюцию минералов гранита при дроблении: она показывает отсутствие заметной перекристаллизации, сравнимой с перекристаллизацией при метаморфизме. Биотит с самого начала рассланцевания превращается в хлорит и охристые продукты. Мусковит не изменяется химически, но он делится на сегменты и рассеивается. Полевые шпаты сохраняются целыми дольше, чем кварц; среди отдельных обломков в растертой массе они составляют доминирующую часть. Это — вполне правдоподобно из-за их более высокой упругости, которая, кстати, проявляется при изгибе плагиоклазов. Кварц, образовывавший в свежем граните агрегаты зерен, сложные контуры которых неправильно сцеплялись друг с другом, подвергается

нарушениям при малейшей деформации; размер частиц этих агрегатов уменьшается в результате фрагментации; кварц располагается в виде мелких осколков, вытянутых в направлении расщепления.

Эти осколки кварца кажутся в значительной мере перекристаллизованными, так как в небольших участках они проявляют закономерное расположение. Иногда мелкие зерна в цепочках сливаются друг с другом, создавая длинные полосы с неясными границами, с волнистым угасанием под микроскопом. Иногда кварцевые частицы становятся волокнистыми (халцедон) или губчатыми и неясными. Нередко микротрещины полевого шпата гранита залечиваются небольшим количеством вторичного альбита и калиевого полевого шпата. Серицит, постоянно присутствующий в растертом мезостазисе, возникает, с одной стороны, за счет разорванного мусковита, а с другой — за счет изменения полевошпатовой пыли этого мезостазиса. Он кристаллизуется исключительно в мелких интерстициях или по периферии обломков.

В целом, перекристаллизация при дроблении аналогична таковой при метеорном выветривании. Конечно, милониты вблизи дневной поверхности легче подвергаются выветриванию, чем обычные горные породы. Вместе с тем они не похожи на продукты регионального метаморфизма, поскольку несут отпечаток механического воздействия, которое незакономерно деформирует их внутреннюю структуру, а не структуру созидательной перекристаллизации. Однако имеются переходы в бластомилониты, которые, как мы увидим ниже, испытывали некоторый региональный метаморфизм.

Псевдотахилиты. Своеобразный, странный и несомненно редкий случай гранитных милонитов представляют собой псевдотахилиты, где термический эффект дробления был достаточным для того, чтобы расплавить породу, создавая прожилки, напоминающие стекловатый базальт (тахилит), и инъецирующие трещины, мощность которых иногда уменьшается до одного миллиметра. По мнению Э. Вегманна, эти прожилки совершенно не обязательно являются расплавленным веществом, «можно представить, что они формировались в состоянии тонкой пыли, как это происходит во время сильных взрывов». Такие породы, описанные В. Хаммером [150] в Тироле под именем «жилый милонит» (Gangmylonit), С. Дж. Шенд [315] назвал псевдотахилитом. А. Л. Холл и Г. А. Моленграаф [147] вновь обнаружили его в граните Вредефорт, Южная Африка. Э. Вегманн отмечал его в районе Дан-Бланш Западных Альп. П. Бирт [17] вновь изучил псевдотахилиты Сильверетты, Тирольские Альпы. Другие случаи были описаны в герцинской цепи Центральной Европы и в каледонидах Норвегии.

Протоклаз. Протоклазом называется дробление некоторых минералов гранита, в то время как другие минералы его остаются

неповрежденными. Он выступает как следствие деформации породы, одновременной с ее консолидацией и более ранней по отношению к ее завершению. Это явление не может рассматриваться как начинающаяся милонитизация, так как признаки протоклаза могут проявлять целые массивы, хотя дробление в собственном смысле слова нигде не проявляется. Наиболее обычным примером является «волнистый» кварц некоторых локализованных массивов гранита. Это явление не свойственно лишь гранитному кварцу; в других породах оно затрагивает другие минералы, как, например, оливины в перидотитах, которые обычно протоклазированы.

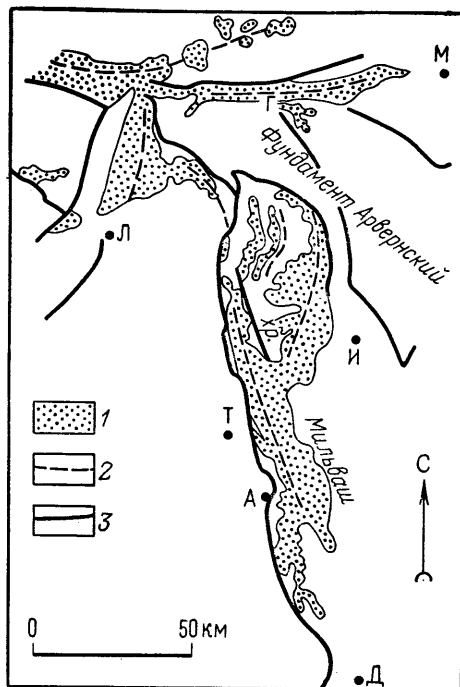
Геологическое значение гранитных милонитов

Гранитные милониты встречаются вдоль сбросов или в крупных линейных зонах дробления за счет дотектонических гранитов, наконец, вдоль краевых или внутренних поверхностей некоторых стратиформных синтетектонических гранитов.

В сбросах милонит обычно развит слабо, так как сжатие было недостаточно интенсивным, особенно, если речь идет о субвертикальных сбросах. В них локализуются слабо протяженные милониты. Простое изменение под воздействием вод, циркулирующих в трещинах, и частое отложение кварца вдоль сбросов отмечаются чаще, чем милонитизация.

Крупные зоны дробления в областях развития гранитов и гнейсов отличаются своими линейными размерами, которые могут превышать 100 км, своей относительной непрерывностью (в смысле, указанным в начале), различным геологическим строением по обеим сторонам зон, и наконец, наклоном поверхностей дробления и расщепления. Они могут представлять выход базальных поверхностей крупных шарьяжей или крупных тектонических поверхностей различного характера (корни пучка складок в жестком цоколе; тектонические «шрамы» между древними глыбами; зоны сдвигов между жесткими блоками крупных структур). В этих случаях они, естественно, затрагивают и жесткие граниты.

Отметим дробление гранитов Корсики вдоль границы альпийской части острова. Оно отмечает выход верхней части автохтонного массива, через которую прошли плоскости шарьяжа или альпийских надвигов. Дислокации альпийского возраста в древних гранитных массивах Альп и герцинской оси Пиренеев связаны с глубинными разрывами фундамента и также дают зоны милонитов. «Зона смятия Аржанта», отделяющая гнейсы Лимузена от гранитов и кристаллических сланцев срединной части Центрального Французского массива, представляет собой прекрасный пример из-за своих размеров (фиг. 39). Это, конечно, важная тектоническая граница [265].



Фиг. 39. Разветвление отрогов герцинской цепи с обеих сторон цоколя Арверн, Центральный Французский массив. Зона дробления Аржанта окаймляет с запада хр. Мильваш.

1 — синтектонические лейкократовые граниты; 2 — оси массивов; 3 — милонитовые зоны. Города: А — Аржанта, Д — Деказвиль, Г — Гере, Л — Лимож, М — Монтмозон, Т — Туль, И — Иссель

кие граниты являются синтектоническими или даже синкинематическими, т. е. внедрившимися в ходе фаз орогенического перемещения. В некоторых пластинах уже застывшего гранита проявилось дробление и несомненно были повторные проявления перемещений и гранитизации. В качестве примера можно привести французские лейкограниты каменноугольного возраста (Лимузен — Морбиан) или некоторые синтектонические мигматиты.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ГРАНИТОВ

Региональный метаморфизм плутоническую породу преобразует в метаморфическую. Гранит превращается в гнейс, точнее в *ортогнейс* (приставка «орто» обозначает метаморфические породы, возникающие из плутонических или вулканических

пород, в противоположность приставке «пара» для метаморфических пород, происходящих из осадочных).

Бластомилониты

В метаморфических породах часто наблюдаются проявления растягивания и даже дробления некоторых породообразующих минералов. Когда они очень четко выражены, можно говорить о *бластомилонитах*. Речь идет о милонитах, где ясно проявляется значительная перекристаллизация некоторых из главных минералов, в то время как катакластическая структура четко проявлена. Метаморфический *бластез*, затронувший эти породы, может быть, почти одновременным дроблению или более поздним. Этот метаморфизм особенно характеризуется образованием хлорита или биотита, что заставляет сравнивать эти породы с хлоритовыми или слюдястыми сланцами регионального метаморфизма. Однако нельзя приравнять бластомилониты к нормальным породам регионального метаморфизма, в которых проявления растяжения являются более умеренными и которые слагают мощные и закономерно сложенные серии.

В гранитных биотитовых бластомилонитах, исследуемых под микроскопом, биотиты проявляются в виде хорошо образованных крупных пластин в зонах перетиранья породы, которые сохранили свои коленчатые прерывистые очертания. Мелкие обломки кварца перестроены в правильную мозаичную структуру. Крупные обломки полевого шпата милонита лишь частично перекристаллизованы и сохраняют вид обломков. Это не исключает развития новообразованных мелких кристаллов полевого шпата.

Региональный метаморфизм

Гранитный массив, подвергшийся эпиметаморфизму степени «зеленых хлоритовых сланцев», характеризуется более или менее четко проявленной сланцеватостью и кристаллизацией минералов, соответствующих этой стадии метаморфизма (хлорит, цоизит, серицит, альбит). Сохраняется большое количество ранних минералов. Преобразование затрагивает всю массу гранитного тела. Массивы Французских Альп, Монблан, Пельву, являются тому примером: их граниты, из-за хлорита имеющие зеленую окраску, поражали прежних геологов, которые дали им особое название «протогин».

Когда степень метаморфизма оказывается более высокой, преобразование гранита является менее различимым, так как равновесные метаморфические минералы мало отличаются от минералов начального гранита и полосчатость массивного гнейса мало отличается по виду от плоскостной структуры ориентированного гранита. Перегородчатые микроструктуры существуют в обоих случаях. Однако полевые шпаты при этом метамор-

физме могут заметно эволюционировать: изменяются основность плагиоклазов и триклинность калиевого полевого шпата, наблюдается пертитизация.

Иногда трудно различать между собой гранитные ортогнейсы, гранит с плоскостной текстурой и мигматиты ли-пар-ли (эмбрехит). Кстати, вполне мыслимы переходы. Ортогнейс характеризуется структурными преобразованиями, затрагивающими в известных случаях включения гранита, его аплитовые жилы, их контакты на периферии массива и часто соотношения с геологическим обрамлением. Это обрамление обязательно испытало тот же самый метаморфизм, что и ортогнейс. Хорошо известным примером ортогнейса является докембрийский гранит Канигу, Восточные Пиренеи, преобразованный герцинским метаморфизмом [146].

Реювенация гранитов

Независимо от преобразования гранита в ортогнейс или в последующее состояние существует *реювенация*, испытываемая древними гранитами, которые могут возобновить свою активность в поздние геологические циклы, как будто бы они были вновь образованы и внедрены. Это — *палингенез*, определенный и прекрасно иллюстрированный Я. И. Седерхольмом в его классических исследованиях [313]. Этот процесс представляет собой анатексис, происходящий вследствие нагревания при метаморфизме высокой степени и достаточном содержании воды. Ее минимально необходимое содержание, очевидно, тем меньше, чем выше температура.

Возможность существования регенерированных гранитов обсуждалась П. Эскола [103] на примере «покровных гнейсовых куполов» («mantled gneiss domes») Восточной Финляндии и Аппалачей; Э. Бедерке [21] на примере гранитов Судет в Центральной Европе. Подобные граниты имеют *несколько геологических возрастов*. Критерии таких реювенаций обычно трудны для выявления. Наиболее характерными примерами, описанными, в частности, Я. И. Седерхольмом [313] и Э. Вегманном [385], являются долеритовые жилы, секущие гранитный массив, застывший в более раннюю эпоху, и позднее вновь пересекаемые тем же самым гранитом, вновь ставшим активным. Значение этого типа наблюдений, которые можно назвать *эффектом Седерхольма*, неоднократно подчеркивалось Э. Вегманном, как позволяющее выделить в древнем фундаменте периоды гранитизации, между которыми отмечаются периоды продолжительной кратонной стабильности с поднятием, эрозией и глубинной трещиноватостью. Другие доказательства, выявляющие реювенацию гранитов, могут быть найдены в геологическом окружении: гальки гранита, похожего на рассматриваемый и включенные в близлежащую осадочную серию, являющуюся, однако,

более ранней, чем этот гранит; трансгрессивная осадочная серия на эродированном гранитном массиве и тем не менее инъецируемая апофизами этого гранита. Принимая во внимание полиметаморфизм древних кратонов, крупные гранитные массы, которые в них встречаются, могли быть активными в нескольких эпохах. Это возобновление активности кратонов представляет собой явление первостепенной важности, выявленное Э. Вегманном [387].

Глава XI. РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОВ

Рудные месторождения, которые по своему положению по отношению к плутоническому массиву или по минералогическому составу кажутся возникшими под более или менее прямым влиянием гранитоидов, многочисленны и разнообразны. Их рудоносность в узком смысле, т. е. базирующаяся на физико-химических условиях, очевидно, различна. Она проявляет изменчивость, сравнимую с изменчивостью всех эпизодов эволюции гранитов, которую они обнаруживают в зависимости от внутренней дифференциации или влияния окружающей среды. Но, однако, эти месторождения обладают глубоким единством и заслуживают того, чтобы их рассмотрели совместно.

Само собой разумеется, что многие батолиты являются стерильными. Рудные концентрации — это результат счастливого стечения обстоятельств, которые иногда можно определить, если месторождения были изучены во всех своих деталях.

ГЛАВНЫЕ ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ

1. Рудоносные граниты обычно относятся к категории гранитов, залегающих скорее в виде локализованных массивов, чем в виде массивов мигматических гранитов. Несомненно, этот факт исходит из того, что химическая эволюция, приведшая к образованию массивов первой категории, является более интенсивной и более сосредоточенной, местами более мощной. В массивах второй категории эти явления менее четкие, т. е. менее способны сконцентрировать рудные вещества.

Одним из видов интенсивных химических миграций локализованных массивов является дифференциация, часто проявляемая гранитными породами. Поэтому ниже речь часто будет идти не о настоящих гранитах а о диоритовых, монцонитовых, сиенитовых породах, т. е. о гранитоидах в широком смысле слова в соответствии с условием, принятым в начале этой книги. «Все ти-

пы месторождений, которые находятся в генетической связи с кварцевым диоритом, гранодиоритом и кварцевым монцонитом, встречаются также и с гранитами» [35].

Однако некоторые авторы думают, что мигматиты могли иногда вызывать металлоносные фронты на фоне фронта мигматизации. По мнению Н. Магнуссона [210], многочисленные пиритовые месторождения с цинком и свинцом, такие как Аммеберг, Швеция, локализованные в магнетиальном ореоле впереди анатектических гранитов, образовались под их воздействием. Аналогичные взгляды были высказаны относительно большей части оруденения Австрийских Альп, в особенности месторождений сидерита и магнетита в альпийских гнейсах Высокого Тауэрна [50], а также относительно сидеритов Пиренеев, вокруг Канигу и в Арьеже, предположительно связанных с герцинскими мигматитами [271]. В. Дюю [90] считает, что золоторудные месторождения Северо-Восточного Заира связаны с фронтом мигматитов, который мобилизовал золото, рассеянное в древних догранитных сланцах района.

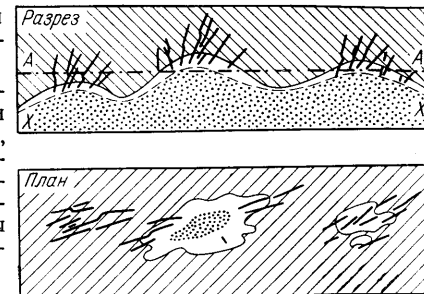
2. Пневматолиты играют значительную роль. Во Франции их по традиции называют *минерализаторами* [94, 71]. Типичные пневматолитовые минералы проявляются в парагенезисах: фтористые слюды (оловорудные жилы); турмалин (золото в Бразилии; медные порфиоровые руды в Андах); скаполит (железо Урала); минералы рудоносных скарнов. Поскольку обилие пневматолитов облегчает контактовый метаморфизм, граниты, дающие начало рудным месторождениям, обычно окружены значительными метаморфическими ореолами. Когда перигранитные порфиры сопровождаются обильными пневматолитами (Хребты Бассейна, США), они могут быть рудоносными в той же мере, что и купола батолитов.

В состоянии зарождения иногда можно наблюдать кристаллы рудных минералов с небольшим количеством пневматолитовой жильной массы в мелких миароловых пустотах гранита: гранит Брокен, ФРГ, с сульфидными миароловыми пустотами [309]; гранит Ман, Марокко, с касситеритовыми миароловыми пустотами. Метасоматоз благоприятных пород района часто создает рудоносные скарны, которые нередко слагают весьма значительные рудные месторождения, называемые *пирометасоматическими*. К концу эволюции пневматолитов жилы с кварцевой жильной массой и с теми же характерными минералами пересекают граниты и их ореол. Эти пневматолитовые жилы подчеркивают роль растворов и могут перейти в гидротермальные жилы, соответствующие понижению температуры. Химизм пневматолитов, который изменчив даже для весьма близких гранитов, обуславливает минерализацию, значительно изменяющуюся в каждом конкретном случае.

3. На периферии некоторых гранитоидов проявляются значительные сегрегационные месторождения магнетита с высоким

Фиг. 40. Разрез и схематический план батолитовых куполов горизонта AA' (по У. Х. Эммонсу)

Гранитный массив изображен точками, за исключением верхней части выше «предельной поверхности» XX', которая оставлена белой и составляет «чепчики» куполов. Заштрихованные части представляют собой вмещающие толщи. Рудоносные жилы затрагивают «чепчики» и распространяются вне их



содержанием. Их образование отличается от сегрегаций плуто-нических пород основного состава (гравитационная магматическая дифференциация; ритмическая кристаллизация), так как они, по-видимому, образуются путем скарнирования, т. е. путем замещения существовавших ранее толщ.

4. Гранитные рудные месторождения часто сосредоточиваются на периферии батолитовых куполов. Классическая схема Эммонса, изображающая жилы с корнями в куполе и исходящие из него как волосы на голове, часто проверялась во всем мире (фиг. 40). Концентрическая зональность выражается в том, что при удалении от центра массива на расстояние нескольких километров в гидротермальных трещинах наблюдается смена высокотемпературных минералов низкотемпературными (см. фиг. 44).

Это центробежное распределение наводит на мысль, что гранит является источником металлов и что эти металлы являются *ювенильными**. Рудный фронт, так же как химические фронты, медленно продвигающиеся в ореоле, выделяется из гранита, но он, по-видимому, прослеживается менее закономерно, кристаллизуя в благоприятных условиях рудные минералы. Тем не менее ниже мы увидим, что эта центробежная гипотеза в некоторых случаях представляет собой лишь *видимость*.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Способ залегания

Как показал Пелиссонье [252], рудные потоки должны быть направлены в «сужения», которые обеспечивают их значительную локальную концентрацию, способную при их кристаллизации создать рудные месторождения при соответствующих физико-химических условиях. Эти пункты концентрации и кри-

* Мы называем ювенильными вещества, происходящие из глубин. Термин был предложен Э. Зюссом для вод вулканического происхождения. В. И. Вернадский [362] использовал его для обозначения элементов и минералов, устойчивых в магматической зоне земного шара.

сталлизации являются «ловушками», локализирующими руду в том или ином масштабе и с тем или иным содержанием. Логически, купола батолитов должны представлять собой зоны сбора минерализаторов, перемещающихся вверх. Действительно, с ними часто ассоциируют месторождения. Иногда батолиты в результате автопневматолита полностью превращаются в апогранит. Эти купола бывают также сильно трещиноватыми в результате повышенного проявления клоосовской гранитной тектоники по периферии батолитов (см. гл. VII). Но существуют другие концентрации, независимые от куполов. Начиная с момента, когда трещины распространяются во внешнем обрамлении гранита, местные особенности вмещающих серий (проникаемые толщи, толщи с необычным химизмом, такие как известняки, углеродистые породы и т. д.), с учетом тектонических форм (складки и пр.), определяют ловушки, в которых может фиксироваться руда.

Можно выделить следующие категории.

1. Трещины, принадлежащие к «гранитной тектонике» Клооса либо имеющие минимальное значение и дающие начало мелким жилам с пегматитовым или пневматолитовым выполнением, либо распространяющиеся далеко наружу и занятые пневматолитовыми или гидротермальными жилами.

2. Рудные залежи в *пирометасоматическом ореоле* (т. е. высокотемпературные метасоматические). Это — преимущественно рудоносные скарны. Иногда они дают включения в граните (эндоскарны).

3. Позднеранитная сеть неправильных трещин («штокверки») в батолите, создающая интенсивное пропитывание гранитов сульфидами, так же как и связанные с ними жилы и залежи в экзоконтакте батолитов. Перигранитные порфиры могут пересекать эти жилы, показывая, что эта рудоносность связана со становлением гранита.

4. Жилы в более поздних сбросах, связанные с региональной тектоникой.

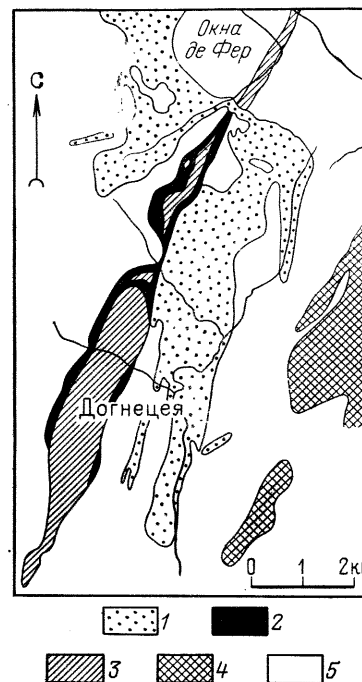
5. Оруденелые вертикальные трубы, расположенные в граните или на его периферии, имеющие или не имеющие вулканический характер. Гранит и сопровождающие его породы (порфиры, кварцевые жилы) в трубе подвергаются брекчированию, а брекчии минерализованы. Можно отметить медное месторождение Кананеа, в мексиканской Соноре и некоторые другие месторождения Кордильер и Анд. Последние являются, вероятно, субвулканическими. В других местах можно предполагать интенсивное и локализованное выделение минерализаторов в гидротермальных растворах (оловоносные «трубы» Малайзии, по А. Лакруа) [196]. В трубах иногда можно наблюдать признаки обрушения, возможно вследствие растворения на глубине (вольфрамовое месторождение Пюи-ле-Винь, Франция, по М. Веппу) [389].

Главные категории

Мы перейдем к рассмотрению основных категорий рудоносности гранитов (урановые месторождения см. гл. XII).

Скарновые месторождения. Залежи рудоносных скарнов часто имеют очень простой парагенезис с одним преобладающим минералом. Наиболее частыми типами являются *шеелитовые* с некоторыми сульфидами (пирротин, халькопирит, сфалерит) и *магнетитовые*, представленные месторождениями Урала. Существуют скарны с гельвином или с касситеритом или с молибденитом [260]. В виде исключения случается, что сульфидные месторождения этого типа важны на Zn, Cu. Укажем месторождение Камиока в Японии, так же как и некоторые скарны, связанные с рассматриваемыми ниже «медными порфировыми рудами».

Скарновые месторождения зависят не от определенной природы ассоциированного гранитоида, а от природы пневматолитов. Кроме гранита, благоприятными могут быть сиенитовые и монцитонитовые породы. Скарны встречаются также в щелочных сериях, но так как известково-щелочной гранит наиболее широко распространенная порода, именно с ним связывается большинство скарновых месторождений (фиг. 41 и 42).

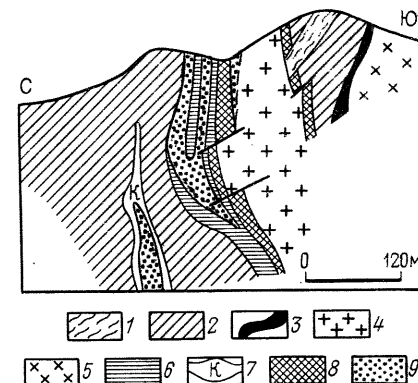


Фиг. 41. Интрузия Окна де Фер, Банат, по [365].

1 — гранодиорит; 2 — скарны; 3 — меловые известняки; 4 — палеозой; 5 — парагенезис

Фиг. 42. Месторождение Хол Кол, Котудо, Корея, по [373].

1 — сланцы, превращенные в роговики; 2 — доломитовые мраморы; 3 — базальт; 4 — биотитовый гранит; 5 — порфировидный гранодиорит; 6 — диопсидовый, флогопитовый, клиногумитовый скарн; 7 — котитовый мрамор; 8 — гранат-скаполитовый скарн; 9 — Au-Cu-Bi-минерализация



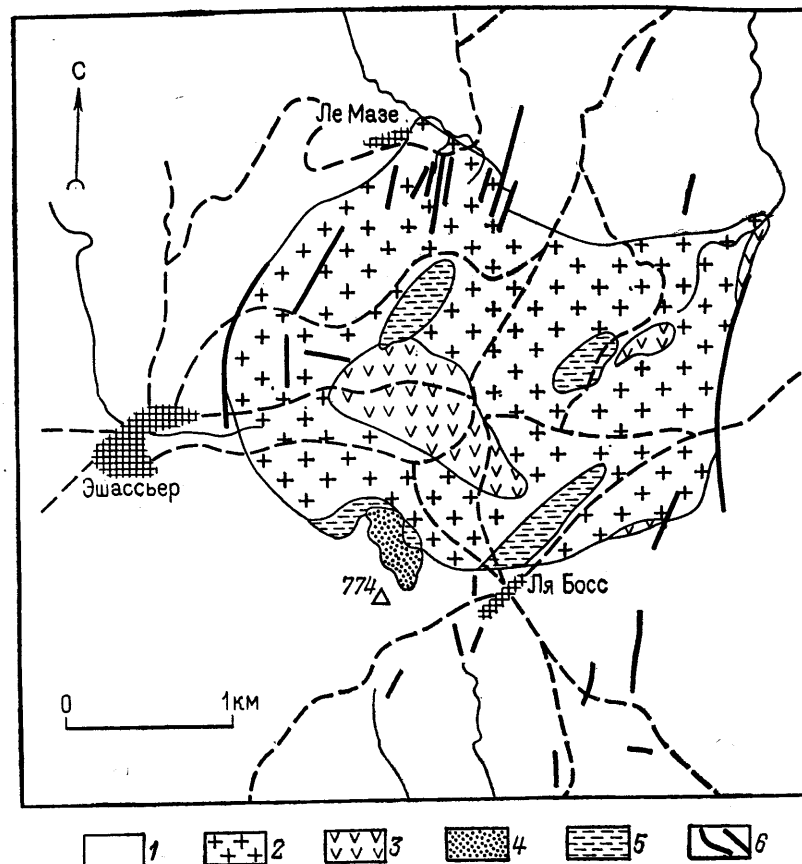
Рудоносные скарны образуются в несколько этапов непосредственно после кристаллизации внешней части гранита. Сначала метасоматоз формирует зоны силикатных минералов с рассеянными рудными минералами. Затем эволюцию заканчивает гидротермальная фаза, создавая более массовые концентрации рудных минералов в жилах или штокверках.

Месторождения гранитных пегматитов. Они связаны со сложными пегматитами (см. гл. IX). Здесь мы ограничимся промышленными минералами, свойственными этим пегматитам, не говоря о главных минералах — слюде, полево шпате, кварце, — которые иногда могут добываться. Дифференциация пегматитов, определяемая А. Е. Ферсманом, содержит последовательный ряд фаз с понижающейся температурой и, в зависимости от конкретного случая, эта эволюция останавливается на одной более или менее продвинутой стадии. В начальные, в основном, калиевые фазы можно встретить концентрации танталита, колумбита, берилла, уранинита с минералами тория и лантаноидов; в конечные, натро-литиевые фазы — сподумен, лепидолит, амблигонит, касситерит, вольфрамит, молибденит.

Как и пневматолитовые образования, пегматиты, имеющие определенный парагенезис, не связаны с гранитоидами определенного состава, как это было отмечено для скарнов. Мы оставляем в стороне особые пегматиты фельдшпатоидных пород, пересыщенных щелочами с парагенезисами, характеризующимися значительным развитием минералов лантаноидов. Однако с этими пересыщенными щелочами сериями нередко ассоциируют щелочные граниты, и их пегматиты могут содержать концентрации пироклора, мозандрита и др., также впрочем и касситерита, колумбита, танталита.

Жилы с оловом, вольфрамом, молибденом. В гл. VI мы уже упоминали эти пневматолитовые жилы с кварцевой жильной массой. В зависимости от конкретного случая в них могут присутствовать, обычно в небольшом количестве, различные пневматолитовые минералы: топаз, берилл, сподумен, турмалин, белая слюда с более или менее высоким содержанием фтора. В контактах этих жил горные породы часто превращены в *грейзен*. Наиболее важными металлами являются Sn, W, Mo.

Касситерит и вольфрамит часто сопровождают друг друга. Наблюдается зональность, при которой жилы с касситеритом доминируют в непосредственной близости от гранита, а вольфрамит преобладает дальше от него. В действительности, и обычно жилы с одним вольфрамом встречаются чаще, чем оловоносные жилы. С вольфрамом ассоциирует шеелит: он является либо гипогенным, либо связан с влиянием соседних пород и с близповерхностным изменением [338]. В оловоносных или вольфрамоносных жилах в небольшом количестве иногда появляется молибденит, но существуют также и крупные жилы, преимущественно кварц-молибденитового состава. Кроме ука-



Фиг. 43. Гранитный массив Эшассьер, Алье, и его вольфрамовые жилы, с дополнениями по [2].

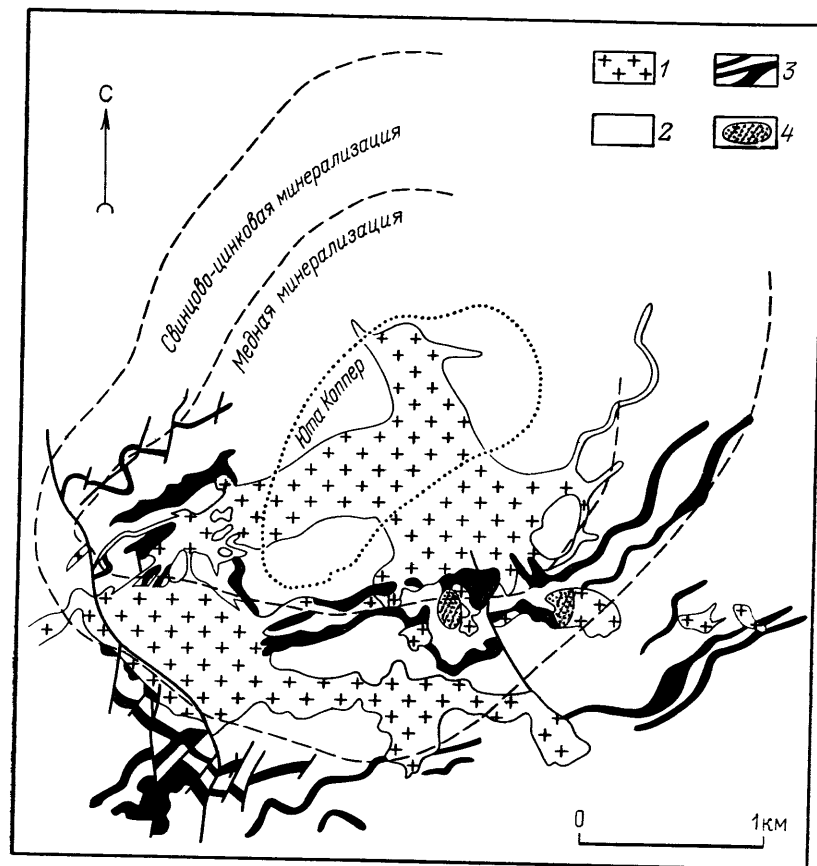
1 — слюдяные сланцы; 2 — гранит; 3 — порфировидный аплит; 4 — пневматолитовый гранит и оловоносный грейзен; 5 — каолин; 6 — вольфрамовые жилы

занных выше минералов в парагенезисе этих различных жил, особенно в конечные фазы и на периферии жильных полей, можно найти сульфиды: арсенопирит, пирротин, сфалерит с небольшим количеством пирита и халькопирита и иногда флюорита.

Эти пневматолитовые жилы часто связаны с батолитовыми куполами или с апофизами, сложенными мусковитовым гранитом или апогранитом. Для вольфрамитовых жил отметим гранитный купол Эшассьер (или Монтмен) в северной части Центрального французского массива, прекрасно изученный Г. Обером [2]. Он показал, что небольшой второстепенный купол гранита с альбитом и лепидолитом примкнул позднее к

главному куполу, вызывая вторичную минерализацию, которая оказалась оловянной. Минералы этого богатого пневматолитового парагенезиса были описаны А. де Росеном [293] (фиг. 43).

Месторождения медных порфировых руд. Эти месторождения представлены пиритовыми штокверками, т. е. переплетением мелких пересекающихся прожилков, которые, группируясь, составляют крупные залежи внутри сравнительно основных гранитоидов, гранодиоритов до монзонитов и кварцевых диоритов. Парагенезис их преимущественно мезотермальный с кварцем, халькопиритом, молибденитом. Однако иногда с ними связываются скарны, указывающие на более высокую температуру.



Фиг. 44. Пример периплутонической зональности: рудный округ Бингем, США, по Р. Н. Ханту и Х. Г. Пикоку, упрощено.
1 — монзонит, 2 — кварциты, 3 — известняки, 4 — брекчия

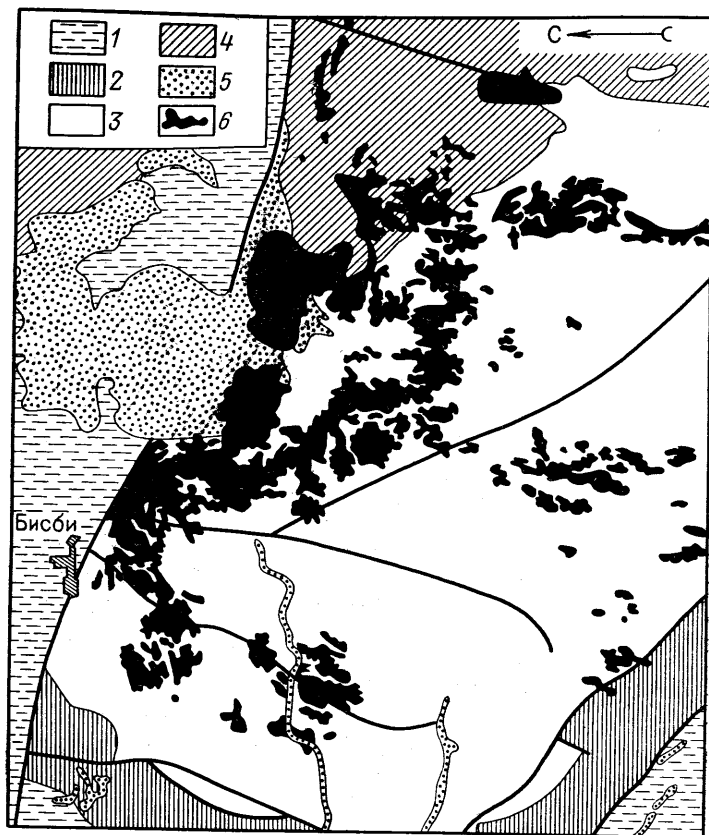
Минерализация является явно более поздней по отношению к становлению плутона, уже остывшего в своей верхней части. Металлогеническая зональность подтверждается наличием на периферии в ореоле, на расстоянии в несколько километров, полиметаллических жил и залежей с сульфидами Cu, Zn, Pb, иногда золото-серебряных (фиг. 44).

Гранитоиды, о которых идет речь, относятся к сложным совокупностям, представляющим собой группы сложных, сильно дифференцированных батолитов, начиная от начальных членов основного или ультраосновного состава. Они локализованы либо вдоль орогенических поясов различных эпох, либо в мезокайнозойских цепях периферии Тихого океана, где гранитоиды внедрялись от триаса до миоцена (фиг. 45).

Золоторудные жилы. Обычно считают, что группы жил золотоносного кварца, секущих или располагающихся вблизи батолитов, имеют гранитное происхождение. Они часто, по-видимому, связываются с гранитами натровой ветви или с трондjemитами и диоритами. В Лимузене, Франция, известна периплутоническая зональность, идущая от вольфрамит-касситеритового парагенезиса до золото-арсенопирит-антимонитового и, наконец, до кварца с антимонитом [125, 200]. Эти жилы связаны с натровыми фациями периферии гранитов или с куполами апогранитов [242, 208]. Знаменитые жилы золотоносного кварца западной окраины Сьерра-Невады Калифорнии связываются Г. Клоосом [55] с краевыми дислокациями батолитов.

Отметим, однако, что совсем не обязательно, чтобы выполнение этих жил было обусловлено гранитами, поскольку золото легко подвергается мобилизации и ремобилизации. В нескольких крупных районах мира (Канада, Западная Австралия) связь между золоторудными жилами и соседними гранитоидами не всегда очевидна и может даже считаться спорной. Тем более так обстоит дело с антимонитом.

Другие рудные жилы. В мире существуют многочисленные жильные поля сульфидных руд, которые не имеют никакой достоверной связи с гранитами, даже если батолиты существуют по соседству и даже если жилы секут граниты. Подобные поля не проявляют ни перигранитной зональности, ни пневматолитового парагенезиса, т. е. тех характерных черт, которые могли бы обеспечить доказательства в пользу связи с соседним гранитом. Поскольку нам неизвестна верхняя граница протяженности сброса и распространения гидротермальных растворов, вполне возможно, что такие жилы происходят из удаленных скрытых гранитов, тем более что их парагенезис встречается иногда в перигранитных жилах. Но нельзя ничего утверждать ни в том ни в другом смысле. В каждом конкретном случае следует обсуждать аргументы за и против. Мы к этому вернемся ниже, рассматривая гранитное и негранитное происхождение металлов.



Фиг. 45. Пример месторождения медных порфировых руд: Бисби, Аризона, по Дж. Б. Тенней.

Минерализация включает поздние пиритовые концентрации в порфировом штоке и жильные пирометасоматические тела, распространяющиеся на некоторое расстояние в палеозойские образования.

1 — докембрийские сланцы; 2 — кембрий; 3 — девон и карбон; 4 — мел; 5 — гранит-порфир; 6 — скопления руды, спроектированные на горизонтальную плоскость

ИМЕЮТ ЛИ РУДОНОСНЫЕ ГРАНИТЫ ОСОБУЮ ПРИРОДУ?

Нет ясной связи между рудоносностью гранитоида и его местом в дифференциации. Однако многие элементы-примеси больше концентрируются в горных породах конца дифференциации, что как будто находится в зависимости от возрастающей концентрации пневматолитов, фундаментальную металлогеническую роль которых мы уже подчеркнули. Среди этих элементов-примесей фигурируют большинство металлов рудных месторождений. Таким образом, именно по анализу элементов-

примесей в гранитной породе можно надеяться определить «благоприятные» фации, пригодные по крайней мере в локальном или ближайшем региональном плане.

В этом отношении работой первопроходца была работа Дж. Вестервельда [390], который изучил граниты Малайзии и некоторых других классических оловоносных районов. По его мнению, граниты крупных месторождений олова относятся к одному весьма однородному типу и обычному облику. Сопоставляя граниты Малайзии, Индонезии, Корнуолла, Саксонии, он устанавливает, что это — биотитовые граниты, часто порфировидные, иногда с небольшим количеством мусковита. Их можно классифицировать как монзонитовые граниты (по нашей терминологии). Однако их слюды и особенно их акцессорные минералы выявляют их своеобразие. «Имеются указания, что от обычных гранитов их отличает повышенное содержание редких элементов, а именно: исключительное содержание редких земель в гранитах Малайзии; небольшие количества олова в черной слюде, кварце и полевых шпатах гранитов Банка; следы Li, Sn, Bi, Cu, Co и U в цинквальдитах из оловоносных гранитов Саксонии и Ga, Sn, W в биотите из гранита рудника Ист-Пул близ Редрута, Корнуолл». Вестервельд приводит таблицу содержаний окислов элементов Y, La, Ce, Nd в различных гранитах Индонезии. Эти содержания имеют порядок от 50 до 10 г/т, в то время как средние содержания, приписываемые этим окислам в земной коре, наполовину меньше [391].

Последние исследования Л. Бюрноля [36] месторождений и геохимических содержаний Be, Li, Sn, W, Au, U в различных гранитных массивах Центрального Французского массива внесли важные уточнения для интерпретации такого рода содержаний. Определив картографически распределение этих элементов в граните, в результате отбора многочисленных, соответствующим образом распределенных проб, он показал, что это распределение следует геохимической зональности, относительно независимой от петрографической зональности отдельных массивов. Вариации нескольких геохимических характеристик, связанных обычно взаимными корреляциями, позволяют ему определить «геохимические пороги», которые превышаются в ограниченных зонах внутренней части массива. Месторождения соответствующих металлов проявляются именно в этих зонах или вблизи них.

Например, в гранитных массивах Сен-Сильвестр к северу от Лиможа «последовательная эволюция массива, подчеркнутая явной отрицательной корреляцией между Na и K, позволяет проанализировать связи между вариациями геохимических характеристик и рудными концентрациями. Содержания элементов-примесей, Sn, F, Li и частично Be изменяются постепенно с щелочами до геохимических порогов. Когда эти пороги (в г/т: 25 Be, 50 Sn, 4500 F, 750 Li) превышаются, мы обнаруживаем

геохимические аномалии, которые могут сопровождаться рудными концентрациями, когда между различными элементами существует положительная корреляция, при этом фтор, кажется, играет главную роль». Он уточняет, что концентрации касситерита встречаются в тех зонах гранита, где содержание Na выше 3% с отношением K/Na ниже 1,5 и чаще всего ниже 1,3.

Этот пример иллюстрирует сложность проблемы, так как нельзя ограничиваться изучением содержания одного элемента, возможные месторождения которого ищут, необходимо одновременно рассматривать содержания нескольких элементов, связанных корреляциями.

Что касается свинца и меди, интересные результаты были сообщены С. Караматой [178]. Он показал, что на Балканском полуострове ясно различаются два случая геохимии. В Динаридах Югославии гранодиориты и соответствующие вулканиды позднетретичного возраста, породы, с которыми связываются значительные свинцово-цинковые месторождения, имеют геохимические содержания свинца, более высокие, чем нормальные средние содержания подобных пород, и содержания меди, менее значительные, чем нормальные содержания. Калиевые полевые шпаты обогащены свинцом. Наоборот, в монцонитовых и диоритовых породах («банатитах») Балкан позднемелового и раннетретичного возраста, так же как и в вулканидах того же цикла, с которыми связаны месторождения меди, геохимическое содержание меди превышает нормальное, а свинца — ниже, чем нормальное.

Таким образом, практика статистических геохимических исследований, если бы они стали обычными, позволила бы, вероятно, выделить для различных металлов «благоприятные граниты». Она также упростила бы установление различного рода геохимических эволюций, которые мы рассмотрим в следующем параграфе.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАЛЛОВ

Факты, которые мы проанализировали в этой главе, и особенно концентрическая зональность вокруг батолитов до последнего времени обычно интерпретировались как указывающие на *ювенильное* происхождение, связанное с внедрением гранита, всех рудных месторождений, расположенных в гранитном теле или вблизи него. Если это классическое понятие остается пригодным для многих месторождений, то для некоторых из них оно, кажется, оказывается несостоятельным.

Итак, первая гипотеза состоит во внутреннем и центробежном происхождении металлов из батолита. Вторая гипотеза рассматривает внешнее и центростремительное происхождение и третья — независимое происхождение. Мы последовательно

рассмотрим эти три гипотезы, подразумевая, что в зависимости от конкретных условий они могли быть реализованы.

Центробежное происхождение

Распространение рудных концентраций вокруг батолита напоминает распространение пневматолитов, которые создают пегматитовые залежи. Рассмотрев «химические фронты», последовательно отгоняемые гранитом в ореол, нам кажется, что их последние проявления представляли собой рудоносные поступления (см. гл. VI). Короче говоря, процесс, по-видимому, связывается с завершением дифференциации плутонической породы.

В огромном большинстве случаев речь идет об известково-щелочной дифференциации. М. Фонтей [112] объяснил весьма обычную металлогеническую эффективность известково-щелочных магм их развитием в открытой и имеющей окислительный характер среде, богатой водой. Структурное обрамление этих магм зависит от орогении и связей мантия — кора. Анализируя эти связи, он пришел к выводу, что металлогения магм обусловлена глубокими уровнями их эволюции. При этом рудные растворы, по-видимому, значительно ассимилируют вещества ранее существовавшей коры. Но образование концентраций, т. е. месторождений, должно происходить постепенно и завершиться в условиях, близких к поверхности в конце их локальной дифференциации.

Уместно напомнить теорию К. Дж. Салливана [326] и Д. Гимараеса [143]. По их мнению, рудные месторождения концентрируются во время образования гранитной породы в обратном отношении к тому объекту, в котором они могут быть включены в обычные минералы гранита. Таким образом, сконцентрированные ионы металлов были, так сказать, «отвергнуты» гранитом. Это зависит, в частности, от ионных радиусов и зарядов. С этими взглядами согласуется появление в гранитах самостоятельных микровключений окислов и сульфидов металлов (магнетит, ильменит, пирит, уранинит и др.). На конечной стадии таким же образом объяснились бы и концентрации свинца, цинка, меди — редких по их среднему химическому составу металлов в земной коре, — концентрирующихся, однако, в огромных массах в некоторых перигранитных месторождениях.

К. Дж. Салливан пишет: «Возможность концентрировать определенный химический элемент для той или иной плутонической породы зависит от кристаллической структуры кристаллов плутонической породы, ионных радиусов и валентностей тех элементов, которые могут быть сконцентрированы». Элементы с одинаковым ионным радиусом стремятся к взаимозамещению в кристаллических решетках; элементы с более высоким зарядом иона (валентность) стремятся заместить те, которые имеют

более слабый заряд; при более высокой температуре возможна несколько более высокая степень замещения. Он отмечает, что именно богатые кварцем породы (граниты) наиболее способны к этому способу концентрации путем отвергания ионов. «Кристалл кварца имеет плотную решетку, которая в связи с малым размером и высокой валентностью иона Si затрудняет образование твердого раствора (вхождение других ионов в решетку)». Таким образом, горные породы, богатые кварцем, отвергают многие ионы металлов.

По его мнению, медь, серебро, золото с трудом входят в решетки минералов плутонических пород из-за их малых зарядов, а для золота также по причине его большого ионного радиуса. Тем не менее он не показывает, почему свинец и цинк не захватываются решетками минералов гранита, поскольку свинец может замещать калий в калиевых полевых шпатах и в биотите, цинк — двухвалентное железо и магний в железо-магнезиальных минералах горных пород [278]. В действительности, нам представляется, что эти элементы, так же как и медь, прежде всего связываются с пневматолитами, особенно с серой: скорее выделение гранитом избытка пневматолитов, чем отвергание самих ионов металлов, позволяет им быть изгнанными из гранита. В итоге, эта теория, хотя и базирующаяся на ионной диффузии большого размаха (процесс, признание которого далеко не является единодушным), находится в согласии с фактами. Но можно думать, что миграция растворов, сделавшихся подвижными под воздействием пневматолитовых элементов, может в конечном счете играть ту же самую роль, что и такие ионные диффузии.

Следует подчеркнуть относительность «ювенильной» концепции для происхождения металлов в гранитных и перигранитных рудных месторождениях. Этот термин обычно употребляется для обозначения «выделенного с глубины». Эти металлы могут быть захвачены и увлечены с самого начала из магмы или из «мобилизованной среды» в весьма глубинных зонах. Они могут быть также ассимилированы значительно выше и значительно позднее на промежуточных уровнях в ходе эволюции батолитов. В пределе они могут локально захватываться перераспределяться и концентрироваться, создавая рудные месторождения в конце поднятия за счет вещества пород непосредственного обрамления батолита. Этот крайний случай примыкает к тому процессу, к рассмотрению которого мы переходим.

Внешнее и центростремительное происхождение

Идея о происхождении металлов, заимствованных из более древних геологических формаций, окружающих на довольно большом расстоянии гранитный массив, может найти поддержку в констатации факта, что свинец из некоторых перигранит-

ных жил с галенитом кажется чуждым геохимическому свинцу этого гранита. В случае жил подобного рода изотопный состав свинца галенита действительно отличается от изотопного состава геохимического свинца соответствующего гранита, по данным измерений примесей свинца в калиевых полевых шпатах или даже кварца этого гранита. Таким образом, по данным Б. Р. Доу [87], жилы района Милфорд, Юта, имеют более радиогенный свинец, чем свинец соседней изверженной породы, а другие жилы по соседству с батолитом Нельсон, Британская Колумбия, напротив, имеют менее радиогенный свинец по сравнению с гранитоидами.

В осадочных сериях существуют пласты, которые имеют повышенные *кларки** различных металлов: углеродистые сланцы, вулканические туфы, некоторые базальтовые песчаники трансгрессивных серий. Если осадки, окружающие граниты, могли обеспечить концентрациями металлов периферию гранитов, было бы логично изучить, в частности, такие пласты и выявить возможные вариации их кларков в зависимости от расстояния до батолита. Нам известно мало исследований такого рода, но здесь находится поле будущих исследований в сочетании с изотопными исследованиями свинца и, возможно, других элементов.

Вернемся к изотопным исследованиям: это — не простая проблема. Например, жилы Бьютт, Монтана, заставляют задуматься. По данным В. Р. Марти и К. Паттерсона [236], Б. Р. Доу [87], свинец этих жил имеет тот же самый изотопный состав, что и свинец из полевых шпатов гранита; но его радиогенный возраст оценивается в 400 млн. лет, в то время как возраст гранита по геологическим данным составляет 60 млн. лет. В. Р. Марти и К. Паттерсон думают, что металлоносные продукты мобилизовали древнее вещество с возрастом 400 млн. лет и впоследствии при внедрении гранита навязали этот возраст его свинцу. Они делают вывод, что схема оруденения жил, непосредственно выделенных из гранитной магмы с возрастом 60 млн. лет, неприемлема.

Таким образом, в объяснении имеется основательная двусмысленность, так как даже идентичность свинца месторождений и свинца гранита не приводит к простой схеме непосредственного «гранитного» родства оруденения жил. Более того, средний состав свинца из месторождений Бьютт отличается от среднего состава свинца из пород обрамления. Из сказанного видно, что основания для интерпретации в пользу экзогенного происхождения перигранитных месторождений с помощью изотопов свинца, сами по себе, имеют спорную возможность.

* В геохимии кларк обозначает среднее содержание того или иного элемента в данной геологической формации или в данном районе.

Желательны более полные и более многочисленные исследования.

Та же самая двусмысленность существует, если рассматривать и серу. Измерения соотношений двух изотопов S^{32} и S^{34} фактически подсказывают возможность метасоматического обмена между осадочной серой, более богатой S^{34} , и серой гранитоидной «магмы» [233].

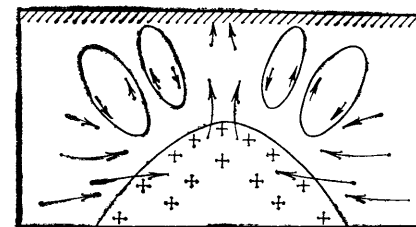
Гипотеза медленного дренажа водоносных горизонтов коннатных или метеорных вод в направлении батолита в ходе термической активности и внедрения заслуживает, конечно, рассмотрения. Гидрологический механизм схематически напоминает действие термосифона. Выщелоченные в результате течения пласты могли бы обогащать распространяющиеся растворы солями металлов. Это действие могло бы быть подчеркнуто абсорбцией воды «магмой». Как пишет Р. Б. Сосман [320], интрузивная магма не насыщена водой; на ее периферии устанавливается градиент давления и концентрации воды, понижающийся в направлении этой интрузии. По мнению того же автора этот процесс усиливается явлением «термического испарения», по которому газ при постоянном давлении в пористой среде мигрирует в сторону зоны с более высокой температурой. Он считает, что водные растворы, все более и более горячие по мере приближения к магме, в момент своего испарения должны отлагать растворенные металлические слои, прежде чем самим слиться с магмой.

Очевидно, в этом процессе возникает вопрос о проницаемости горных пород. Интересные исследования по этому поводу были сделаны Р. Перами [253]. Согласно его результатам, повышение температуры на несколько сотен градусов или ориентированного давления на несколько сотен бар достаточно, чтобы увеличить на значительную (от нескольких единиц до нескольких десятков) величину коэффициент проницаемости горной породы в результате развития интракристаллической и перикристаллической микротрещиноватости в зернах породы. Его эксперименты относятся к гранитам, доломитам и известнякам, но результаты, очевидно, будут аналогичны по характеру и по порядку величин для других массивных кристаллических пород таких, как гнейсы, кварциты и др., встречаемых в окрестностях батолитов.

С другой стороны, Ж. Гогель [132, 133] показал, что возможность конвекционных токов воды в пористой среде с очень слабой проницаемостью сильно увеличивается при приближении к критической точке воды (374°C). Батолитовый купол с высокой температурой способен создать в своем окружении такие условия. Таким образом, между куполом и дневной поверхностью могут зарождаться кольцевые конвекционные токи. Тем более на эти движения могло бы накладываться закономерное истечение в результате вовлечения латеральной воды в

Фиг. 46. Гипотеза водного потока вблизи батолита.

Стрелки указывают движение воды, в предположении мобилизации боковой воды и конвекционных токов вблизи батолита



нижние части конвекционных колец. Фиг. 46 схематически отображает нашу гипотезу. На достаточной глубине некоторая часть воды была абсорбирована магмой. Частично она была возвращена в виде пневматолитов вверх во время развития кристаллизации купола.

Независимое происхождение

Когда жильное поле с обычным сульфидным парагенезисом пересекает гранитный массив, можно подозревать, что речь идет о гидротермальном явлении без связи со становлением гранита, особенно, если жилы относятся к системе тектонической трещиноватости, значительно более поздней, чем этот батолит.

Обычно принимается, что малоглубинные (может быть образованы *per descensum*?) жилы кварца, галенита, барита, пересекающие гнейсы и герцинские граниты Центрального Французского массива, имеют происхождение, независимое от гранитов.

Однако в случаях такого рода всегда трудно быть уверенным, что какой-то магматический «горячий центр» не существует на глубине в недрах батолита, т. е. скрытый очаг, который мог бы быть причиной рудоносной деятельности.

Замечательный случай представляют свинцово-цинковые месторождения Пеннин в Англии, описанные К. К. Данхемом [91]. Жильные поля обладают концентрической зональностью: Pb, Zn, Cu в центре с температурой отложения 210°C — по данным жидких включений в жильных минералах; в периферической зоне с температурой 100°C сульфиды исчезают, но появляется Ba. В северной части минерализованной площади, в породах каменноугольного возраста на куполе каледонского гранита, обнаруженном бурением и гравиметрией и трансгрессивно и с несогласием перекрытом этими породами, расположено поле Рукхоуп. Таким образом, гранит не может быть источником минерализации в магматическом смысле, К. К. Данхем, однако, приписывает этому граниту активную роль: механическую (радиоактивность?) и, возможно, химическую — выщелачивание рассолом смежных лагун каменноугольного возраста.

Глубокая *постгранитная* трещиноватость батолитов, не может быть также *догранитная* в тех толщах, которые станут

обрамлением этих батолитов, имеет значение для оруденения, которое может оказаться весьма крупным в свете будущих исследований.

Л. Шори [44] выявил размещение главных бретонских гранитных массивов вдоль крупных линеаментов, которые определяют структуру Бретани. С повторными тектоническими подвижками вдоль этих глубинных нарушений, по-видимому, связано освобождение «гранитных» пневматолитов и гидротермалитов, создающих рудные месторождения.

Важная работа А. Овтрахта и Г. Тамена [246] об оруденении обширного гранитного батолита герцинского возраста Лос Педрочес на юге Иберийской Мезеты, показывает, с одной стороны, минерализацию с нормальной зональностью, связанную с охлаждением гранита, но, с другой стороны, более позднюю фазу, связанную с возобновлением деятельности как в батолите, так и в окружающих породах вдоль крупных тектонических нарушений фундамента. В связи с этими нарушениями субмеридионального простирания, поперечными к герцинской мегаструктуре, располагаются то в граните, то за его пределами известные полиметаллические жильные поля, особенно свинцоворудные, «рудные монстры», главными из которых являются Сольдадо, Сан-Кинтин, Диохенес, Линарес, Сентенильо. Знаменитое ртутное месторождение Альмаден располагается на линии Сольдадо.

В случаях подобного рода можно предполагать, что глубинная трещиноватость фундамента, способная возобновлять действие в течение нескольких эпох, является одновременно причиной поступления металлов и образования батолита, причем последний не является единственным автором оруденения. Тогда происхождение металлов могло бы быть более глубинным, чем происхождение самого гранита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исключим случаи, когда гранит играет пассивную механическую роль и вмещает жилы, связанные со значительно более поздней активностью, независимой от этого гранита, и рассмотрим рудные месторождения, родственные граниту. Из предшествующего материала видно, что у них непростая история, так как процесс оруденения не происходит в один раз в конце плутонической эволюции. Это — процесс, растянутый во времени и отражающий сложную историю гранитного массива.

Скарны ореола, образованные в изгибах внешней зоны едва закристаллизовавшегося массива, затем опережаются развитием гранита или обогащаются сульфидами в результате изменения условий, если они сохраняются дальше. Иногда они встречаются в виде включений в граните. Пневматолиты миароловых пустот мало-помалу выжимаются наружу. Пегматиты и

пневматолитовые жилы пересекаются гидротермальными жилами с изменением парагенезиса. Когда, закончив свое формирование, массив останавливается, растворы и химические фронты долго продолжают свою деятельность. Неоднократно появляются дайки порфиров и лампрофиров. В наполовину охлажденном и трещиноватом граните размещаются сульфидные штокверки; крупные гидротермальные жилы распространяются во вмещающие породы. В действительности, большая часть этой истории стирается, если, как мы это полагаем, она записывалась уже в ходе эпизодов, затронутых продвижением и развитием батолита. Вероятно, что первые рудные концентрации были разрушены и переработаны.

Следует подчеркнуть один пункт. Если даже металлические вещества были извлечены из вмещающих горных пород в ходе образования батолитов (внешнее и центростремительное происхождение месторождений, см. выше), их размещение и распределение в перибатолитовых месторождениях определяется эпизодами и свойствами эволюции этих батолитов. Плутоническая порода ответственна за «гранитное» формирование месторождений.

Как мы уже видели, по еще не совсем ясным данным намечается другой тип связи руда — гранит; возможность крупных рудоносных поступлений глубинного происхождения вдоль линеаментов, которые уже дали место внедрению батолитов. Оруденение могло наложиться на плутонизм, далеко выходя из него вдоль линеамента, хотя нет причинной связи между гранитом и рудой. Оруденение вдоль окраины Тихого океана отчасти относится к этому типу.

Развитие оруденения в гранитной среде происходит до, во время и после пароксизмов плутонизма. Его сложность вытекает из всех последовательных нарушений равновесия, происходящих на всех уровнях в результате свойств этой эволюции, и, может быть, в некоторых случаях явлений более глубоких, чем сам этот плутонизм.

Глава XII. РАДИОАКТИВНОСТЬ ГРАНИТА

Гранит является более радиоактивным, чем другие породы. Его радиоактивность связана с содержанием урана и тория и, в меньшей мере, калия и рубидия. Геохимическая эволюция соединений урана является особенно сложной и следующие страницы посвящены преимущественно именно ей.

По данным Р. Коппана [68], можно привести следующие средние содержания урана в г/т: гранитоиды — 4; «промежуточные породы» — 2; основные породы — 1; ультраосновные породы — 0,03. Это касается изверженных пород. Для осадочных пород, естественно, весьма изменчивые цифры имеют тот же порядок, что и основные породы. В гранитах содержание урана сильно изменяется от одного массива к другому. Для некоторых из них оно может снижаться до величины менее 1 г/т, а в других — повышаться до 10 г/т и даже более (25 г/т). Однако Р. Коппан подчеркивает, что метеорное выветривание часто выщелачивает значительную часть урана: «Если среднее в 4 микрограмма на грамм может быть оставлено для гранитов, отобранных на поверхности и, следовательно, более или менее выветрелых, нужно думать, что на глубине это содержание может быть выше и что некоторые граниты могут быть от природы значительно более богатыми». Наконец, локальные вариации содержания, иногда значительные, в пределах одного и того же массива еще достаточно не изучались: они, по-видимому, не имеют простой связи с вариациями петрографии горной породы.

Для тория можно в целом принять, что его среднее содержание в горных породах приблизительно в 3 раза выше, чем урана (12 г/т в гранитоидах). Это содержание значительно меньше чувствительно к поверхностному выветриванию, чем содержание урана. Тем не менее во многих случаях отношения между торием и ураном могут быть отличными от 3 и обычно выше этой цифры: иногда для этого отношения определяют величины менее 1, но иногда они могут повышаться до 10—15 и более.

РАЗМЕЩЕНИЕ РАДИОАКТИВНОСТИ В ГРАНИТЕ

Не говоря о заметной радиоактивности калия, радиоактивность урана и тория гранитов обязана главным образом микроскопическим радиоактивным минералам, рассеянным в породе, тем, которые создают хорошо известные плеохроичные ореолы в биотитах. Точное исследование этих минералов, относящихся к группе «акцессорных минералов», стало возможным в результате развития авторадиграфии на фотопленке [67] и точного химического анализа при помощи электронного микрозонда.

По данным Р. Коппана [68], «в гранитах уран и торий встречаются: в виде микроскопических включений [минералы U и Th или урансодержащих и (или) торийсодержащих минералов]; в главных минералах (в рассеянном состоянии, удерживаемых в дефектах структур, или в адсорбированном состоянии — поверхностями кристаллов или трещин); в трещинах горной породы (адсорбированные продуктами выветривания — глиной, оксидами железа, гелем кремнезема или титана); в растворенном виде (уран) в жидкостях (во включениях или в интергранулярных пленках)». В то время как включения химически относительно

устойчивы, соединения, связанные с дефектами или поверхностью главных минералов, так же как и в микротрещинах, очевидно, вторичны и легко выщелачиваются разбавленными кислотными растворами, в частности, метеорными растворами.

В свежих породах включения акцессорных минералов концентрируют от 60 до 90% урана и тория. В выветрелых породах это соотношение значительно снижается и может даже измениться на обратное с возможной потерей части урана. «На дневной поверхности наиболее изменяемые включения (например, уранинит) очень часто исчезают». Отличной разработкой этого вопроса мы обязаны Р. Коппану [68]. К ней мы отсылаем читателя, ограничиваясь некоторыми основными данными.

Акцессорными урановыми минералами являются уранинит и бреггерит. Уже давно были отмечены микровключения с высокой радиоактивностью. Г. Раншен [8] идентифицировал их как уранинит. Уранинит в гранитах, по-видимому, играет весьма значительную роль, значительно больше той, о которой совсем недавно даже не подозревали. Вторичные минералы урана, связанные с выветриванием, представлены урановой смолкой и отунитом.

Уран- и торийсодержащие минералы представлены силикатами и фосфатами, в которых U и Th, по-видимому, замещают Zr, Са или лантаноиды. Силикаты представлены цирконом, сфеном, ортитом; фосфаты — ксенотимом, апатитом, монацитом. Хотя большая часть этих минералов имеет низкие содержания U и Th, колеблющиеся в широких пределах в конкретных случаях, их довольно равномерное распространение в гранитных породах делает из них существенных носителей гранитной радиоактивности. Эти минералы входят в категорию «устойчивых» («réfractaires»), определенных ниже.

По периферии гранитов отметим некоторые сложные пегматиты, где появляются не только уранинит или урановая смолка, но и минералы лантаноидов, часто торий- и ураносодержащие, в форме крупных кристаллов: силико-титанатов, ниобо-танталатов и др. (мозандрит, пирохлор, бетафит, эвксенит и др.).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОРИЯ И УРАНА

Для того чтобы попытаться определить соотношения этих металлов с гранитом, рассмотрим сначала природу концентраций, т. е. месторождений, к которым приводит их геохимическая эволюция. Между торием и ураном существует громадная разница. Для первого самые значительные концентрации представлены аллювиальными отложениями, или *россыпями*, по причине высокой устойчивости минералов этого металла. Для урана концентрации имеют значительно более разнообразную природу, отмечая чрезвычайно разнообразные геологические процессы. Это различие объясняется тем, что уран может быть как четырехвалентный (как торий), так и шестивалентный, создающий соеди-

нения, которые очень легко реагируют в присутствии разбавленных химических растворов, даже при низкой температуре. Из этого для урана вытекают возможности переработки, миграции и, в конечном счете, концентраций, имеющих различный характер.

Минералы, в которых уран и торий четырехвалентны, а также значительная часть минералов лантаноидов, где оба металла скрыты путем диадохии, иногда называются «устойчивыми минералами (*minéraux réfractaires*) урана и тория» из-за их относительной устойчивости. Микровключения свежего гранита относятся к этой категории. Минералы шестивалентного урана, которые включают весьма многочисленные сложные минералы, обычно гидратированные (гидроокислы, силикаты, фосфаты, ванадаты и др.), часто относятся к разряду «цветных урановых минералов» из-за их богатой окраски — желтой, красной, зеленой и т. д. Они образуются в осадочных месторождениях (ураноносные песчаники). Но они встречаются также в качестве вторичных минералов, обязанных переработке урановой смолки и иногда уранинита, при этом и тот и другой являются менее устойчивыми, чем минералы тория.

Месторождения тория

Монацитовые россыпи имеют гранитное, в частности чарнокитовое, происхождение. Это — главные месторождения лантаноидов и тория. Элювиальные россыпи с ураноторианитом Мадагаскара происходят из пегматитов. Впрочем, многие карбонаты Мира содержат значительные количества минералов лантаноидов, но это не относится к «геологии гранита».

Осадочные месторождения урана

А. Лакруа [195] наблюдал на Мадагаскаре образование отунита (или скорее ураноцирцита) в четвертичных отложениях. Чешуйки этого минерала импрегнируют торфяные аллювиальные отложения, перекрывающие граниты с пегматитами. Поверхностные воды, несущие уран в результате выщелачивания из пегматитов, осаждали его в восстановительной среде в виде сложного фосфата.

Очень крупные месторождения ванадатов урана в Колорадо и Юта в тонкозернистых песчаниках преимущественно юрского возраста (на различных горизонтах от триаса до нижней части третичного периода), по-видимому, связаны с процессом того же рода, но развиты на глубине. Речь идет преимущественно о коффините и карнотите, сопровождаемых ванадиеносной слюдой (роскоэлит) и многочисленными сульфидами металлов, в частности меди. Эти минералы импрегнируют песчаники между зернами кварца. На глубине встречается урановая смолка. Окаменевшие деревья, часто встречающиеся в этих песчаниках, игра-

ли роль в осаждении этих веществ, содержание которых уменьшается по мере удаления от них. Битуминозные горизонты имеют аналогичный результат. Ураноносное пропитывание занимает определенные стратиграфические горизонты; оно локализуется также в виде столбов или вдоль трещин. Хотя руды имеют небольшую глубину, по горизонтали они иногда протягиваются под перекрывающими породами на несколько сотен метров.

Некоторые геологи принимают, что минерализация была образована метеорными водами, которые в эпоху седиментации или несколько позднее выщелачивали докембрийские породы района, включающие граниты, и, может быть, ураноносные жилы. В первую стадию эта минерализация была, вероятно, чрезвычайно рассеянной. Затем, по данным последних исследований, представляется, что подземные воды, также, вероятно, метеорного происхождения, в различные эпохи производили концентрацию ураноносного вещества в тех зонах, где местные особенности, связанные с характером осадконакопления среды, благоприятствовали химическому осаждению урановых минералов и сульфидов. Это явление должно было облегчаться восстановительной средой и замедлением течения вод вблизи гидростатического уровня. В наиболее высококачественных рудах импрегнация может достигать 3% в пересчете на окись урана; а при содержаниях, достигающих менее $\frac{1}{3}$ этой цифры, руда уже является промышленной. Этот тип месторождений имеет мировое значение и встречается на всех континентах.

В других бассейнах песчано-глинистого осадконакопления, как, например, в перми южной части Центрального Французского массива, некоторые ураноносные концентрации кажутся более непосредственно связанными с самой седиментацией. Несомненно это — также случай месторождений Габона и Нигера.

В то время как в большинстве осадочных месторождений предыдущих типов можно подозревать происхождение урана путем выщелачивания более или менее удаленного от ураноносных гранитов, другие образования оказываются более загадочными. Некоторые битуминозные сланцы морской фации являются ураноносными. Битуминозные сланцы Скании, Швеция, содержат 100 г/т урана (в 25 раз больше, чем средний гранит). Нефтеносные формации иногда имеют радиоактивность, повышенную по сравнению с обычными пластами. В морских включениях угленосных отложениях севера Франции Г. Мюшамбле [234] обнаружил содержание урана порядка 10—30 г/т, значительно превышающее содержание в средних гранитах. Содержания того же порядка были отмечены в современных океанах для голубых илов, красных глин, глобигериновых или радиоляриевых илов, образований, богатых органикой. Это ставит вопрос о возможной концентрации урана органическими веществами. Физическая форма, в которой фиксируется уран, неизвестна.

Осадочные фосфаты также содержат уран, иногда порядка де-

сятитысячных, наличие которого возможно приписать избирательному извлечению из метеорных вод. Что касается знаменитого золотоносного слоеного пирога Ранда, его содержания того же порядка в форме тухолита и урановой смолки П. Рамдором [276] приписываются древнему детритовому привносу урановой смолки, а К. Ф. Давидсоном [72] — гидротермальной импрегнации. Это и другие аналогичные месторождения содержат крупные запасы урана. Однако, если осадочные ураноносные пласты и могут быть богатыми, они остаются исключительными в ряду геологических толщ и представляют собой *малые геохимические объемы по отношению к объемам гранитов земной коры.*

Гидротермальные месторождения урана

Жильные месторождения урана содержат наиболее высокие локализованные концентрации этого металла, так как некоторые жилы могут состоять из сплошной урановой смолки мощностью от нескольких до десятков сантиметров. Но естественно, они не имеют протяженности, равномерности и, следовательно, запасов металла в осадочных месторождениях с низким содержанием. Их парагенезис, сильно изменяющийся в отношении сопровождающих рудных минералов, состоит в основном из урановой смолки и продуктов изменения этого минерала. Замечательна устойчивость урановой смолки и самых разнообразных условиях. Однако в Шинколобве полезным минералом является уранинит.

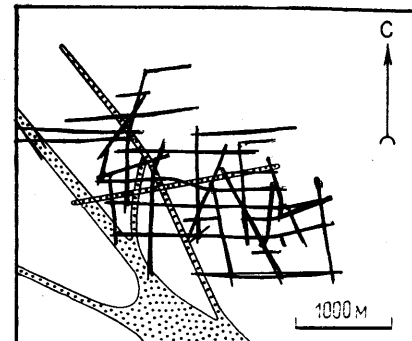
Различные типы этих жил были перечислены и классифицированы Ж. Жеффруа и Ж. Сарсиа [127] в работе, к которой мы отсылаем для уточнений в отношении парагенезисов. За исключением Шинколобве, речь идет о мезотермальных жилах, обычно сильно телескопированных с конечной эпитермальной стадией, которая может оказаться преобладающей. За исключением последней из нижеуказанных групп, *связь с гранитами, обычно не проявляется или же остается спорной.*

Гипотермальный тип. Он представлен знаменитым урановым месторождением Шинколобве в Катанге (Шаба). Это — составная часть обширной меденосной и кобальтоносной металлогенической провинции южной части Заира и Замбии. Знаменитые медные месторождения этой провинции, стратиформные, следующие по осадочным доломитовым или песчано-глинистым пластам, иногда содержат также следы урана. В Шинколобве месторождение является явно жильным в трещинах окремненной породы. Кроме сульфидов меди и кобальта, селенидов меди, парагенезис включает молибденит, золото, платину с монацитом и турмалином.

Кобальто-никеле-висмута-серебряный тип. Преимущественно мезотермальный, встречается в Рудных горах (фиг. 47). Этот тип встречается и в других местах, как, например, в Большом Медвеьем озере. Кобальт и никель находятся в форме арсенидов.

Фиг. 47. План жил Яхимова, Чехословакия, в начале века, по Л. де Лоне.

Точками обозначены дайки микрогранита



Жильная масса в значительной мере представлена доломитом. В отношении этой и предыдущей категории уместно подчеркнуть *связь с кобальтом*, иногда с никелем, причина которой неизвестна.

Сульфидные и эпитермальные жилы. В первых, преимущественно мезотермальных, главные сульфиды (сфалерит, пирит, галенит, халькопирит) обычны, другие минералы парагенезисов довольно различны в различных полях. Иногда присутствуют селениды.

Во вторых, преимущественно эпитермальных, руда характеризуется квар-халцедоновой жильной массой с более или менее заметным количеством флюорита, с небольшим количеством пирита и марказита и очень малым количеством других обычных сульфидов. Месторождения этого типа существуют в Центральном Французском массиве и происходят непосредственно из гранита.

Гранитные месторождения урана

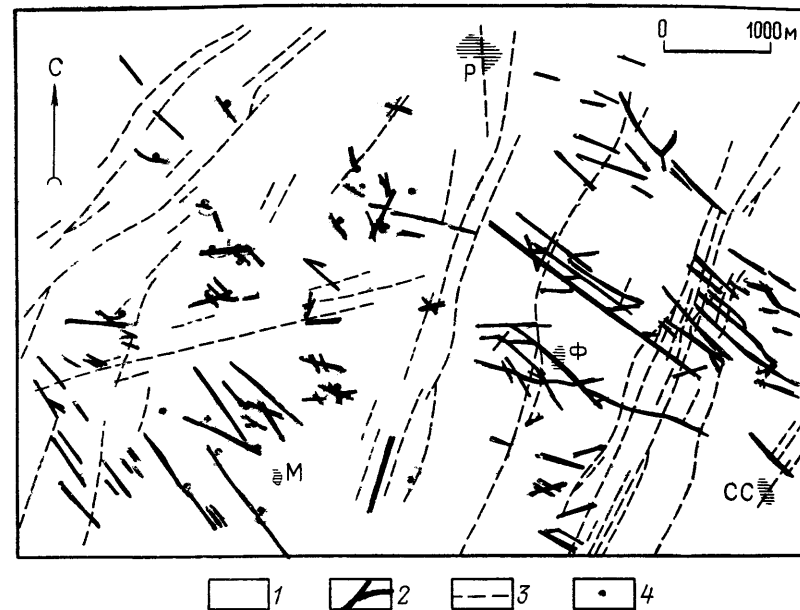
Первую категорию составляют пегматитовые месторождения. Как это обычно бывает в пегматитах, *акцессорные* минералы plutonic породы концентрируются и перестают быть микроскопическими: они становятся главными минералами. В некоторых комплексных пегматитах этому правилу подчиняются мелкие радиоактивные минералы, рассеянную вкрапленность которых в граните мы описали. Таким образом, в пегматитах находят некоторые из них в виде макроскопических выделений, в частности уранинит и урановую смолку, а также и другие уран-торийсодержащие минералы лантаноидов, такие как бетафит, эвксенит и др. Они могли бы соответствовать неидентифицированным радиоактивным микроскопическим включениям, встречаемым в некоторых гранитах.

По А. Е. Ферсману [108], черные минералы урана, тория и лантаноидов образуются в одну из фаз с повышенной температурой комплексных пегматитов (вблизи точки перехода кварца,

600°C), и эволюция продолжается при более низкой температуре, создавая более окисленные, окрашенные продукты, такие как отунит, в то время как урановая смолка продолжается до гидротермальной фазы включительно. Однако даже урановая смолка в месторождениях подобного рода редко развивается в значительном количестве: по В. И. Вернадскому [362], общие запасы группы перматитов редко превышают 30—40 т урана. Наибольшая часть металла остается рассеянной в массе гранита (10 000 т на 1 км³ гранита).

Вторая, практически более важная категория, представлена эпитептермальными урановыми жилами в гранитах Центрального Французского массива и Вандей. Эти жилы, локализованные в трещинах вестфальских гранитов, являются значительно более молодыми, с пермским радиометрическим возрастом. Двуслюдяной гранит, который их включает, имеет, в частности, повышенное геохимическое содержание (12—20 г/т), связанное с радиоактивными микровключениями, более 50% которых представлены уранинитом [231].

Кажется, что этот род гранита формировался в несколько этапов. Гранит, богатый включениями мелких акцессорных минералов, образуется, по-видимому, в благоприятной обстановке, может быть, с включением в свой состав более ранних радиоактивных образований. Поздняя вторичная эволюция гранитов, возможно, обогащает их мусковитом [199] и, может быть, также повышает в них геохимическое содержание урана [126]. Такие благоприятные зоны значительной протяженности отмечаются резкими границами отношения К/Na гранита [36]. В то же время уранинит, по-видимому, кристаллизуется в виде микровключений за счет локальных первичных микровключений акцессорных минералов или микровключений, относящихся к подстилающему граниту. Впрочем, он представляется явно вторичным. По данным Г. Раншена [277], он действительно сопровождается микропарагенезисом вторичных минералов. В виде уранинита уран гораздо легче мобилизуется, чем в форме других урансодержащих минералов, более «устойчивых». В дальнейшем завершение вторичной эволюции гранита производит местное преобразование его в шток эписиенита в результате частичного растворения кварца, разрушения слюд, развития альбита. В конечном счете, после образования значительной тектонической трещиноватости появляются минерализованные урановой смолкой эписиениты, локализованные вдоль трещин и продолжающиеся в виде ураноносных жил с кварцевой жильной массой внутри нормального гранита. Последние эписиениты имеют характер, отличный от первых: слюды становятся устойчивыми (отложение новообразований биотита и мусковита), альбит растворяется, делая породу весьма пористой, отлагается жеодовый кварц с карбонатами, урановая смолка и ранее отмеченный парагенезис эпитептермальных урановых жил. Прилагаем план жильного поля



Фиг. 48 Ураноносные жилы группы Марньяк-Фанэ, Франция, по Моро и Рансен, упрощено

1 — гранит Сен-Сильвестр, 2 — рудные жилы, 3 — дайки лампрофиров и микрогранитов
4 — тела эписиенитов. Местности: Ф — Фанэ, М — Марньяк, Р — Разе, СС — Сен-Сильвестр

Марньяк на западе Центрального Французского массива, которое относится к этому типу (фиг. 48).

Рассмотрение последовательных кристаллических образований и изучение жидких включений выявили важную роль углекислоты в растворах, ответственных за эти образования. Переход вторичного эписиенита в минерализованный гидротермальный эписиенит, по-видимому, обязан падению парциального давления углекислоты в трещинах, близких к дневной поверхности в пермскую эпоху [231]. По включениям в кварце температура растворов, создавших эписиениты, была относительно высокой, вначале более 300°C. Тем не менее парагенезис является преимущественно эпитептермальным, по крайней мере в конце процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Трудно представить себе ясно геохимию урана из-за легкости его перехода в подвижное состояние и разнообразие геологических процессов, способных концентрировать этот металл. Однако его корреляция с торием, значительно менее подвижным в поверхностных условиях, подчеркивает фундаментальный характер гранитной принадлежности обоих металлов. Значит ли это, что

весь уран земной коры происходит из гранитов? Вероятно, было бы смелым и неточным утверждать это: значительные геохимические концентрации урана существуют в осадочных биохимических формациях или в сериях кислого вулканизма. Впрочем, объемы, занятые гранитами, возникают, по крайней мере, частично, в результате трансформации осадочного материала, как и за счет более древних омоложенных гранитных массивов.

Как бы то ни было, граниты сами по себе заключают более высокие средние содержания урана и тория, чем другие породы, и соответствующие огромные запасы этих металлов представляют собой *первостепенный геохимический факт*. Земные глубины, по-видимому, заняты веществом с очень слабой радиоактивностью, согласно расчетам термических выделений земного шара [131] и с химическим составом ультраосновных пород. В земной коре произошла дифференциация, приведшая к притоку радиоактивного вещества в верхние части. Об этом свидетельствует формирование крупных гранитных тел в течение геологической истории. Что означает этот периферический приток радиоактивного вещества земного шара: результат или причину гранитизации? Термическую роль радиоактивности в гранитизации? Повторные переработки с гранитной реювенацией в крупных участках коры в течение нескольких эпох затушуют эту проблему. Может быть ключ находится в истории первых фаз образования коры и образования первых гранитов 3—4 млрд. лет назад, если бы она была нам доступна с достаточной вероятностью.

Глава XIII. ГРАНИТНАЯ ИНФОРМАТИКА

Информатикой называется наука о рациональной обработке информации с целью выявления отношений, тенденций, законов, исходя из совокупности весьма многочисленных данных. Необходимость хранить в памяти эти данные, весьма значительный объем расчетов, превосходящий в большинстве случаев человеческие возможности, приводят к тому, что становится необходимым использование вычислительной техники. Информатику можно определить через вычислительную машину: «совокупность технических средств и проблем, которые связаны с обработкой данных при помощи вычислительных машин» [198].

Информатика применяется в любой дисциплине, в частности в геологии. В естественных науках, где явления разнообразятся большим количеством тонких обстоятельств, для того, чтобы выделить главные параметры, необходимо опираться на статистические расчеты, определяя соответствующую степень точности.

Гранит особенно подходит для этого из-за своей относительной правильности залегания (однородные статистические выборки), которая никоим образом не исключает большого количества мелких вариаций из-за большого количества различных характерных черт, необходимых для описания определенного гранита. Их петрогенетические конвергенции ставят множество проблем, часто разрешимых при помощи расчетов (корреляции, распределения по классам).

В последующем изложении, где мы рассмотрим ряд типов исследований, мы широко опирались на «Учение о геологической информатике» [198].

КАРТОТЕКИ И КАТАЛОГИ

Как и в любой области, огромное число изученных «случаев» приводит к необходимости организации картотек, создающих хорошие условия доступности и сортировки документов. В то же время это включает точную кодификацию каталогизированных признаков, которая должна быть по возможности общей и в пределах «планетарной». Некоторые картотеки относят частные случаи к типовым. Это предполагает предварительное установление классификационных типов, что само по себе представляет особую задачу, разрешимую, в корреляциям характерного признака (см. ниже).

В других картотеках устанавливаемые параметры получают из расчета исходных данных наблюдений или химических анализов. Речь идет о традиционных химических параметрах горных пород: классификация C.I.P.W. или Лакруа; параметры Ниггли и т. д. Речь идет также о расчете стереохимических формул минералов. Большая часть этих расчетов сегодня успешно делается при помощи вычислительной машины.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВАРИАЦИИ. ЛОКАЛИЗАЦИЯ АНОМАЛИЙ

Рассмотрим вариации какого-либо числового характерного признака в некотором геологическом объекте, который в данном случае будет представлен гранитным массивом. Этот признак может быть содержанием какого-либо химического элемента, количеством какого-либо минерала или его формы (например, более или менее вытянутые кристаллы) или мощностью стратиформного тела гранита, измеренной по скважинам, и т. д. Рассматриваемый признак измеряется в некотором количестве точек, фигурирующих на карте.

Можно было бы попытаться непосредственно нанести на карту изолинии* характерного признака путем интерполяции между точками. Но эти линии можно провести различными способами, если число точек является большим, таким образом, что за-

* Изолинии представляют собой кривые равных значений (какого-либо количества).

дача оказывается неопределенной. Более того статистические колебания обязательно влияют на измерения, придавая им анархический вид и скрывая вариацию совокупности, которая, однако, может быть закономерной. Поэтому указанные изолинии имели бы все шансы оказаться ложными.

Методом для преодоления этих неправильных локальных вариаций является установление «поверхности отклонения» (*анализ поверхности тренда*), предназначенной для выявления своих высотами в каждой точке вариации совокупности признака. Метод состоит в том, что эта вариация приближенно представляется многочленом x и y в соответствующем образом выбранной степени n , коэффициенты которого будут определяться регулировкой по способу наименьших квадратов: он сводится к уменьшению до минимума суммы квадратов вертикальных отклонений экспериментальных точек по отношению к этой поверхности. Поверхность отклонения, представленная этим многочленом, в принципе должна как можно лучше приспособиться, т. е. пройти как можно ближе от точек измерения, каждая из которых изображается высотой, равной измеренному значению.

Изолинии на эту поверхность могут быть затем легко нанесены. Местные аномалии могут оказаться выявленными, когда некоторые группы измеренных значений местами проявляются как нарушения за пределы поверхности отклонения. Это будут например, зоны включений или тел местной дифференциации в батолите.

Г. Матерон в «Учении...» [198] критиковал этот метод. Он отмечает, что навязывать отклонению вид многочлена является незаконным и что невозможно оценивать точность результатов. Фактически проблема относится к геостатистике. Геостатистическим методом «крайгингом» он показывает, что в какой-либо точке рассматриваемой области можно рассчитать приближенную оценку значения признака, учитывая отклонение, и определить вариацию этой оценки. Мы не можем здесь уточнять эти математические методы и отсылаем к работам этого автора.

Расчеты, проводимые различными методами, обуславливают необходимость использования вычислительных машин. Кроме этих расчетов можно проводить изолинии по прямым графическим выходным данным этих приборов при помощи электромагнитных или электронных чертежников. Таким образом, совокупность операций может быть выполнена с помощью вычислительной машины: преобразование сети измерений по данным статистической обработки, интерполяции, проведение и корректировка кривых, контроль доверия путем одновременного указания соответствующих вариаций.

Укажем несколько опубликованных применений. В гранитном комплексе Донегаль, Ирландия, тщательно изученном в 50-х годах Х. Ридом и У. С. Пичером, «древний гранодиорит» был рассмотрен Э. Г. Т. Уиттенгом [392]. Он рассчитал поверхно-

сти отклонения содержаний различных минералов методом наименьших квадратов с помощью машины IBM 650 и показал, что аномалии по отношению к этим поверхностям отражают «призрачную структуру», проявляющуюся в расположении включений, сохраняющихся в гранодиорите.

Для гранитного массива Мальсбург, Шварцвальд, К. Р. Мернерт и А. Виллгаллис [220] и Г. Райн [282] выполнили химические и модальные анализы и отрисовали соответствующие изолинии согласно группировке точечных значений, систематически распределенных на геологической карте, со статистической оценкой этих групп. Первые определяли количество К и Na. Г. Райн в тех же точках отбора проб дал оценку размерам и количественному соотношению различных минералов этого гранита (циркон, апатит, биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, ортит, роговая обманка). Сравнение различных полученных изолиний дает интересные заключения, касающиеся систематических вариаций между центром и окраиной массива и выявляет позднюю калиевую фельдшпатизацию, эксцентричную по отношению ко всей совокупности.

Принимая во внимание современное развитие информатики, этот вид исследований, вероятно, имеет большое будущее. Их, очевидно, можно было бы применять для обоснования детальных магнитных карт путем измерений на поверхности, как это было установлено Х. В. Туоминеном [343, 344] для гранита Ориярви в Финляндии, а другими авторами в Шотландии. Магнитная карта Ориярви выявляет внутри гранита призрачную стратифицированную и складчатую структуру, находящуюся в соответствии со структурой геологических формаций за пределами гранитов.

КОЭФФИЦИЕНТЫ ПОДОБИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ

Можно различными методами определить «коэффициенты подобия» между аналогичными объектами (в данном случае гранитами), в которых измерено некоторое количество признаков, или же рассчитать коэффициенты корреляции между измеренными признаками этих различных объектов, рассматриваемых в качестве подобных. Как показывают предыдущие примеры, характерные признаки, которые можно принимать во внимание, чрезвычайно разнообразны. Они обычно бывают числовыми, но могут также и не быть таковыми (наличие или отсутствие какого-либо свойства). Эти методы позволяют сгруппировать вместе объекты с повышенной степенью подобия или же признаки, которые кажутся взаимообуславливающими, если они проявляют тесную корреляцию. Первое действие ведет, очевидно, к классификациям; второе — к выявлению естественных связей, существование которых является интересным само по себе (например, петрогенетические проблемы).

Анализ групп

Этот метод, называемый также «cluster analysis», позволяет устанавливать распределение на группы в совокупности объектов или случаев, каждый из которых определяется большим количеством признаков (тех же самых для различных объектов). Он базируется на вычислении коэффициентов подобия между объектами. Эти вычисления производятся различными методами, опирающимися на довольно сложные математические соображения. В одну группу объединяют объекты, имеющие наиболее высокие коэффициенты. Таким образом продолжают постепенно эту перегруппировку, принимая во внимание все менее и менее высокие коэффициенты. Графически строят «дендрограмму», т. е. нечто вроде разветвления ветвей, начало которых соответствует исходным объектам и которые последовательно объединяются, примыкая к единому стволу. Практически ветви прерывают до их окончания таким образом, чтобы выявить небольшое количество ветвей, т. е. отчетливых групп. Можно оценить степень подобия в каждой из этих ветвей.

Упрощенное изложение метода дается М. Деманжем [75], а приложение его к совокупности гранитов Марш, Центральный Французский массив, указано в «Учении...» [198].

Факториальный анализ

Целью является извлечение из весьма многочисленной совокупности данных более сокращенной совокупности, которая сохраняет суть информации. Исходят из матрицы данных, которые являются значениями «признаков» (или «переменных») для различных «объектов» (или «случаев»). Горизонтальные линии матрицы группируют значения для одного и того же объекта, а вертикальные линии — для одного и того же признака.

Метод состоит в расчете замещения переменных «факторами», которые представляют собой линейные функции переменных, выбранных среди измеренных. Эти факторы играют роль новых переменных. Они определяются с таким расчетом, что являются менее многочисленными, чем первоначальные переменные, и, таким образом, являются достаточными для объяснения повышенного количества вариации признаков в матрице данных.

Эти сложные расчеты позволяют выразить численно вклад каждого выбранного фактора в вариации каждой переменной, вклад совокупности факторов в эту вариацию, а также вклад каждого фактора в общую вариацию переменных. Сравнительное обсуждение полученных цифр позволяет с высокой вероятностью рассматривать физическое значение использованных факторов, поскольку это физическое значение нормально выражается в наборе переменных таблицы начальных данных. Для этого принимают во внимание те переменные, веса которых высоки для каждого из факторов.

В уже цитированном «Учении об информатике» можно найти развитое изложение этих методов и пример применения также для гранитов Марш, сделанное П. Иснарком, Ж. Л. Малле, П. Казом и В. Саттраном [163]. Факторы в этом примере числом 5 для 10 переменных, по-видимому, соответствуют петрологическим явлениям: пневматолиту, плагиоклазификации, микроклинизации, обогащению биотитом, мусковитизации.

Метод факториального анализа заслуживает критики в случае, когда явления не могут быть представлены в виде линейных отношений с данными. Он, в частности, не вполне пригоден, если данные сильно рассеяны. В действительности, обоснованность применения этого метода будет оцениваться эмпирически, путем умозаключения по его результатам, принимая во внимание те понятия, которые навязывает петрология.

Анализ путем применения регрессий

Как указывает М. Ванье, принцип состоит в том, чтобы представить, графически или нет, какую-либо переменную в функции от двух других сложных переменных и попытаться найти аналитическое выражение этому представлению. Эти комплексные переменные можно выбирать, комбинируя данные по петрологическим соображениям.

Интересное приложение, сделанное З. Жоанном и М. Ванье [168], касается изучения химических содержаний главных элементов и элементов-примесей группы гранитов предыдущего параграфа. Они показали, что содержания главных элементов могут быть перегруппированы в один единственный признак, определяемый значением функции D, представляемый выражением:

$$D^2 = 52 (FM + 8)^2 + 10^4 (Alk - 0,225)^2,$$

где FM — сумма (Fe+Mg) в атом-граммах в 10^4 г, а Alk представляет собой отношение K/Na в атомарных числах. Эти множители были выбраны по петрологическим соображениям. Авторы показали, что величины D имеют весьма высокую положительную или отрицательную корреляцию с содержаниями различных элементов-примесей, учтенных в этом исследовании. Следовательно, единственный признак D достаточен для определения содержаний примесей этой группы гранитов. С другой стороны, точность результата в региональном плане такова, что она узаконивает точное определение геохимических аномалий. Действительно, величина D позволяет рассчитать «нормальное» значение рассматриваемого элемента-примеси. И следовательно, значительные случайные отношения по отношению к этому нор-

мальному значению, составляют геохимические аномалии для данного элемента-примеси.

Дискриминантный анализ

Целью является отнесение к известным группам случая или образца с неопределенной принадлежностью. Эти группы и случаи определяются рядом соответствующим образом выбранных числовых признаков. Основа метода следующая (вероятностные основы его даны в цитированном «Учении об информатике»). Для каждой группы устанавливается характерная дискриминантная функция, которая приводит в действие совокупность признаков группы и значение их дисперсии. Затем для групп вычисляют численное значение этой функции. Тот же расчет, проведенный для изучаемого случая, позволяет отнести его к той или иной группе в зависимости от того, как полученная величина приближается или удаляется от значений дискриминантной функции для этих групп.

Показательный пример дан для классификации гранитов Богемского леса на оловоносные и золотоносные по отношению к химическому составу главных элементов для выборки из 40 оловоносных гранитов Мира и выборки золотоносных гранитов, причем и те и другие были выбраны вдали от них [163]. Расчет подтверждает, что граниты, известные как золотоносные или оловоносные, в этом районе проявляют те же самые геохимические признаки, что и мировые выборки гранитов этого рода и что диагностика, сделанная по дискриминантной функции, обоснована.

СТРУКТУРОЛОГИЯ

Очень хорошо известно, что составление структурологических диаграмм, указанных в гл. VII, представляет собой скучную работу, учитывая большое число точек для вычисления и нанесения на каждую диаграмму. Этому можно помочь с помощью методов информатики.

Например, программа, представленная Л. Франсеном и П. Куммертом [118], позволяет выполнять при помощи вычислительной машины нанесение точек измерений на сетку Шмидта, подсчет концентраций этих точек и различные статистические обработки.

В более высокой степени сложности было предложено использовать информатику для «анализа распределения осей». Задачей является изучение кристаллографической ориентировки зерен минералов в горной породе. В шлифе породы изучается, например, ориентировка осей зерен кварца или листочков слюды. Это изучение может производиться по классической структурологической методике Зандера, исходя из диаграммы частоты

направлений осей, разделенных на несколько классов статистической выборки. На измеренных зернах затем можно показать номера этих классов в виде символа или значка, нанесенных на микрофотографию. Пространственное распределение статистики направлений выявляется, как и возможные симметрии. Это составляет большую и продолжительную работу по вычислению и по нанесению точек, по численности часто превышающих сотню. Она может быть облегчена методами информатики. Г. Браун [33] составил программу на языке АЛГОЛ для вычисления и составления диаграмм распределения осей по нормализованному измерению пространственных координат осей, их размеров, углов ориентировки их осей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предшествующие страницы показывают разнообразие проблем, которые могут быть обсуждены. Они, впрочем, далеко не исчерпывают всего разнообразия. В вопросе геологической информатики еще могут быть рассмотрены другие виды применения. Например, расчеты равновесия фаз с большим числом переменных, определение термодинамических констант, исходя из результатов экспериментов, или составление фазовых диаграмм какого-либо определенного петрологического явления (кристаллизация, плавление и т. д.). Хотя мы не знаем всех «гранитных» применений, речь идет о весьма общем направлении исследований, которое, безусловно, будет развиваться.

Некоторые геологи питают отвращение к методам информатики, особенно в отношении, касающемся их применения для петрографического и пространственного определения и описания комплекса геологических материалов в различных масштабах в природе. Кодификация принятых во внимание признаков, даже многочисленных и разнообразных, не сумела в действительности исчерпать богатства действительности. Иногда чистый натуралист способен ближе приблизиться к этой реальности, благодаря интуиции, основанной на постоянном и более или менее подсознательном опыте.

Однако, как было видно, статистические методы настоятельно необходимы для множества задач, и их формулировка делает необходимым такой объем расчетов, который является неприемлемым без вычислительной машины. Для проблем этого рода, а также для других, например, в области классификаций, информатика выступает в обязательном порядке. Но было бы не лишним настаивать на том факте, что отбор данных, выбор обработки, интерпретация результатов должны быть окружены всяческими предосторожностями и освещаться классической петрологией и наблюдениями натуралистского характера, проводимыми одновременно в рамках поставленной проблемы.

Кинематические и хронологические факторы гранитизации приобрели права гражданства в особенности под влиянием школы Э. Вегманна: не вызывает сомнений, что гранитизация и орогения являются двумя крупными геологическими явлениями, которые воздействуют друг на друга и часто тесным образом обуславливают друг друга. Их сопоставление производится при помощи *структурного анализа*. Он состоит в кинематической интерпретации находящихся в нашем распоряжении петрографических и структурных критериев всех масштабов, начиная от обнажения до крупных тектонических групп, с одной стороны, и до микроскопа, — с другой. Эта кинематическая интерпретация подчеркивает эволюцию, т. е. относительную хронологию изученных критериев.

А. Демей [76] настаивал на использовании микротектоники в масштабе микроскопа. Он подчеркивал, что внутренняя петрографическая структура мигматитов или некоторых гнейсовидных гранитов согласуется со структурами высшего порядка. Однако не все обнаруживается в микроскопическом масштабе, и результаты этого порядка должны включаться в изучение движений более крупного масштаба, «как гистология не может разрешить проблемы сравнительной анатомии» (Э. Вегманн). Здесь всгает вопрос об использовании микроскопической структурологии (см. гл. VII). Нам кажется, что она не смогла бы непосредственно обеспечить результаты, годные для переноса на структуры высшего порядка; так как чем больше углубляться в детали, тем больше проявляются сложности и тем более интерпретация становится сомнительной, особенно на площадях мигматитов. Эффективность структурологии подтверждается скорее для макроскопических структур, при этом статистическое исследование микроскопических структур может служить вспомогательным или контрольным средством.

Согласование различных порядков величин не является подобием. Как говорит Э. Вегманн [383]: «Явления, относящиеся к различным порядкам величин, не являются с кинематической и динамической точек зрения более или менее точными копиями для которых были бы применимы те же самые выводы». Комбинируя приемы, свойственные различным порядкам величин, можно пойти значительно дальше, чем пользуясь каждым приемом в отдельности.

Мы рассмотрим категории критериев, которые могут проявляться для различных крупных типов гранитов.

АНАТЕКТИЧЕСКИЕ ГРАНИТЫ И СИНТЕКТОНИЧЕСКИЕ МИГМАТИТЫ

Если бы было можно получить представление об удивительном химическом мобилизме, который господствовал при созда-

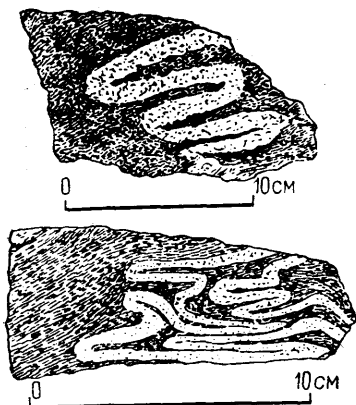
нии анатектических гранитов (см. гл. XVII), полученная картина их становления была бы еще не полной. В самом деле, кроме химической подвижности типа «масляного пятна» была также и тектоническая подвижность. Явления деформации в анатексисе соответствуют довольно специфическим движениям, весьма свободным пластическим движениям, по-видимому, происходящим в полужидкой среде или скорее в среде, которая должна проявлять частично жидкие свойства, на незакономерно распределенных участках. Эти движения не ускользнули от Я. И. Седерхольма: для него становление финских гранитов докембрийского возраста, отделенных друг от друга крупными периодами эрозии, было связано с орогенными движениями и в целом соответствовало периодам деформации. Во всяком случае, мы обязаны Э. Вегманну более точным выявлением тектонической роли анатексиса.

Выше мы сказали «по-видимому». В самом деле, кинематическая картина недостаточна для того, чтобы доказать жидкое состояние, какой бы ни была свобода поведения, так как движения возможны и в кристаллическом веществе, как это наблюдается в ледниках.

Среди явлений, изученных Я. И. Седерхольмом, находятся любопытные и частые мелкие *пегматитовые складки* прожилков гранитного вещества внутри мигматитов. Представим себе аплитовые или пегматитовые жилы мощностью, например, в несколько сантиметров, смятые в сжатые складки, амплитудой до нескольких дециметров, повторяющиеся в небольшом объеме, но тем не менее сохраняющие в шарнирах странные сильно изогнутые петли без пережимов и разрывов. Никогда не наблюдается механического изменения, пропорционально более сильного в тех участках, где жилы наиболее сильно изогнуты: на изгибах они также широки, как и в других местах. Случается, что эти смятые в складки жилы пересекаются прямыми жилами с тем же самым выполнением и в их пересечении можно найти крупные кристаллы полевого шпата, общие для жил обоих типов. В других случаях вещество пегматитовых складок распространяется в соседнюю породу, составляя прямолинейные «дымы» небулита после закончившейся складчатости. Отмечаются также случаи, когда пегматитовые жилы ветвятся и когда различные ветви были смяты в складки независимо друг от друга, и случаи, когда они разрываются, переходя в несколько отличную зону вмещающих пород (фиг. 49, 50).

По Э. Вегманну, этот облик означает, что движения в одних зонах были более медленными и более быстрыми в других со значительной изменчивостью в весьма близких точках.

Это явление оказывается чрезвычайно частым в мигматитовых комплексах. Ни одна простая модель этого явления, привлекающая во внимание их генезис, еще не построена, несмотря на обильную литературу, указанную Р. В. Дитрихом [86]. Этот ри-



Фиг. 49. Аплитовые пегматитовые жилы в тонкозернистом гнейсе, по Я. И. Седерхольму



Фиг. 50. Аплиты с пегматитовыми складками в гнейсе, по фотографии Я. И. Седерхольма.

Размеры рисунка соответствуют приблизительно 2 м

сунок вызывает представление о жидкой среде, не упругой и застывшей в ходе движения. Точнее, кажется, как это принимали различные авторы, что пегматитовый икор эволюционировал, увеличиваясь в объеме внутри окружающей среды, которая должна бы быть пассивной и относительно менее компетентной, чем сам икор. Эти складки свидетельствуют о чрезвычайно свободном стиле деформационных движений среды во время гранитизации, т. е. когда эта среда находилась в максимально «мобилизованном» состоянии.

Э. Вегманном были проанализированы и многие другие явления «малой тектоники». Проявления перекрещивающейся флюиальности в небулитах («диктиониты», по Седерхольму), мелкая, более или менее бессвязная плейчатость эмбрехитов («синмигматические складки» Рока), залеченные трещины скальвания и другие различные критерии, могут быть отнесены к мелким чешуйчатым надвигам в массе в ходе гранитизации. Некоторые эруптивные брекчии (агматиты), в которых обломки имеют бахромчатые окончания, отражают перенесенное растягивание. Другие брекчии образовались путем волочения породы, причем образованные разрывы тотчас же заполнялись или зашпачивались аплитом или гранитом.

Растягивания отражаются также в виде линейных или флюиальных текстур жил и особенно в виде *будинажа* более жестких пластов между более пластичными (см. с. 123). Суженные части будинированных пластов обычно дробятся в результате растяжения с кристаллизацией в образованных мелких трещи-

Фиг. 51. Будинаж и послойная инъекция в амфиболите, по фотографии Э. Вегманна.

Ширина рисунка — несколько метров. Белое — аплит и пегматит. Следует обратить внимание на «паукообразные» формы Э. Вегманна в разрывах, выполненные небольшими телами пегматита



нах пегматита или минералов [37]. Как отмечает Э. Вегманн, рисунок этих пегматитовых тел в разрывах будинированных пластин, видимый в разрезе, имеет паукообразную форму (фиг. 51).

Другим интересным явлением, которое мы не можем объяснить, является существование свит параллельных пегматит-аплитовых жил, в которых каждая испытывает периодические расширения и сужения с «длинной волны» в несколько метров и без всякого соответствия с соседними жилами. Повторившись некоторое количество раз в каждой жиле, это явление может наблюдаться на расстоянии в несколько десятков или более метров по простиранию. Это — не будинаж, так как нет никакой тенденции к разделению суженных частей, деформация является мягкой и постепенной.

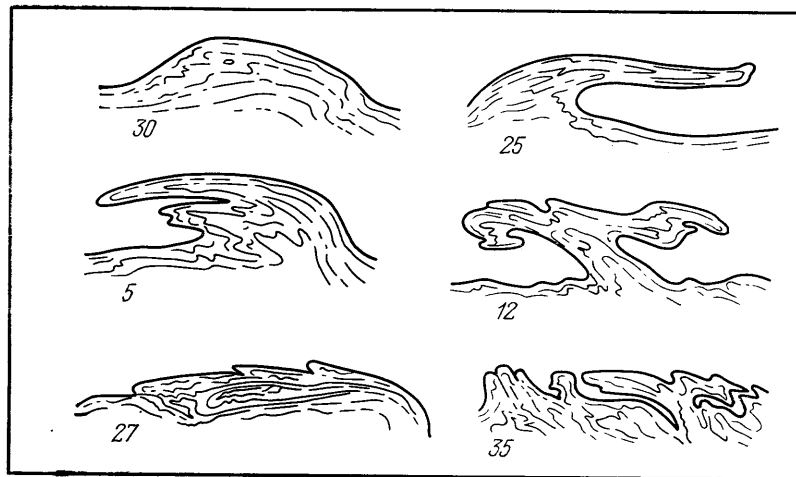
Если мы перейдем к масштабу кристаллов, то минералы, развитые в мигматитовых комплексах (полевой шпат, гранат, андалузит и др.), часто оказываются раздробленными или растянутыми без того, чтобы окружающая порода сама была деформирована после завершения кристаллизации. В мощных пегматитовых инъекциях в окрестностях Хельсинки первые жилы проявляют типичное растяжение их гранитов, которое исчезает в более поздних жилах того же комплекса. В очковых эмбрехитах Горж д'Эрик на юге Центрального Французского массива [176] крупные полевые шпаты срезаются синмигматическими плоскостями скольжения на 2—3 веретенообразные части, изогнутые и тесно сближенные друг с другом. Затем сеть правильных аплитовых жил систематически сечет под небольшим углом сланцеватость мигматита. Таким образом, здесь следовали друг за другом различные режимы поля напряжений.

Все эти проявления деформации, частые в анатексисе, распространяются неслучайным образом. Они располагаются в орогенических зонах с более или менее явным согласием с тек-

тоническим строением. Например, мы имели случай наблюдать в Финляндии, каким способом пегматитовые складки могут приблизительно согласовываться со сланцеватостью горных пород и с тектоническими направлениями. Было видно, как извилистые жилы местами выпрямляются, согласуясь со сланцеватостью, кроме того, наблюдались пачки мелких складок этих жил, шарниры которых пересекают сланцеватость, а прямолинейные крылья накладываются на нее.

Мобилизм мигматитов имеет также связь с перемещением химических фронтов. Когда он является сплошным, то в соответствии с повышенной механической подвижностью проявляется облик диапиризма. *Мигматитовый диапиризм* имеет некоторую общность, хорошо подчеркнутую Э. Вегманном [376]: диапиризм батолитов представляет лишь частный случай в верхних этажах наложенной тектоники. Фиг. 52 иллюстрирует это явление для каледонских мигматитов Гренландии [148].

Тектоническая роль мигматитов также проявляется в значительно более крупном плане. В нескольких районах Финляндии Э. Вегманн нарисовал тектоническую структуру докембрийских орогенических сооружений на основе их осевых ундуляций. Эти ундуляции косвенно выявляют определенные, приблизительно цилиндрические тектонические поверхности. Хотя вся эта совокупность выровнена почти горизонтальной эрозионной поверхностью, формы тектоники могут быть восстановлены с помощью стереограмм. Он показал, таким образом, что эти структуры



Фиг. 52. Структура мигматитовых массивов. Каледонский комплекс Северо-Восточной Гренландии, по [148], упрощено.
Цифры указывают размер структур в километрах

обычно относятся к тангенциальному типу и имеют аналоги в Альпах. Локализация гранитов может тогда проясниться. В Юго-Западной Финляндии наиболее древние граниты вырывают клубок многочисленных пластин, который, по-видимому, следует вдоль тектонических поверхностей докембрийской цепи, продолжающейся в Швецию. По Э. Вегманну, их развитие даже, вероятно, подчеркивает крупные осевые депрессии, проявляемые этим орогенезом близ берега Ботнического залива. Он смог сделать наблюдения того же порядка в докембрийской цепи Ятулия в Восточной Финляндии. Подобная группировка мигматитов аналогична расположению синкинематических гранитов, вопрос о которых будет рассмотрен ниже. Кстати, между двумя этими категориями существует непрерывность.

МИГМАТИТЫ В АНОРОГЕННОЙ СРЕДЕ

Возможно, что существуют мигматиты, характеризующиеся какой-либо другой эволюцией, чем орогеническая. Речь идет о крупных мигматитовых комплексах, расположенных в весьма древних докембрийских фундаментах и сохраняющих на значительном протяжении субгоризонтальное залегание. Один из таких комплексов встречен, например, в Убанги-Шари в Центральной Африке, по данным Ж. Юнга и М. Рока [174].

Такое залегание предполагает спокойную мигматизацию супраорогенического пространственного масштаба и, вероятно, значительно более длительной продолжительности, чем орогенеза. По-видимому, здесь произошла реювенация цоколя, и спокойный облик этих кристаллических толщ объясняется стиранием предшествующих стадий в результате непрерывной перекристаллизации в течение длительных периодов. К этому вопросу мы вернемся в гл. XVI.

СИНКИНЕМАТИЧЕСКИЕ ГРАНИТЫ

К ним относятся чечевицеобразные локализованные граниты, согласные с надвиговыми поверхностями орогенеза. Их осевое удлинение следует вдоль тектонической оси. Часто их строение бывает ориентированным с зональными текстурными вариациями, напоминающими залеченные поверхности раздела, а также с захваченными включениями. Милонитовые зоны, согласные с этим комплексом, в некоторых точках отражают продолжение движений после консолидации. В благоприятных случаях можно наблюдать мелкие складки плоскостной структуры гранита с линейной ориентировкой, соответствующей общему тектоническому движению. Ж. Ламейр [199] отметил субгоризонтальную линейную ориентировку на краю синкинематических лейкогранитов Плато Мильваш, Центральный Французский массив, парал-

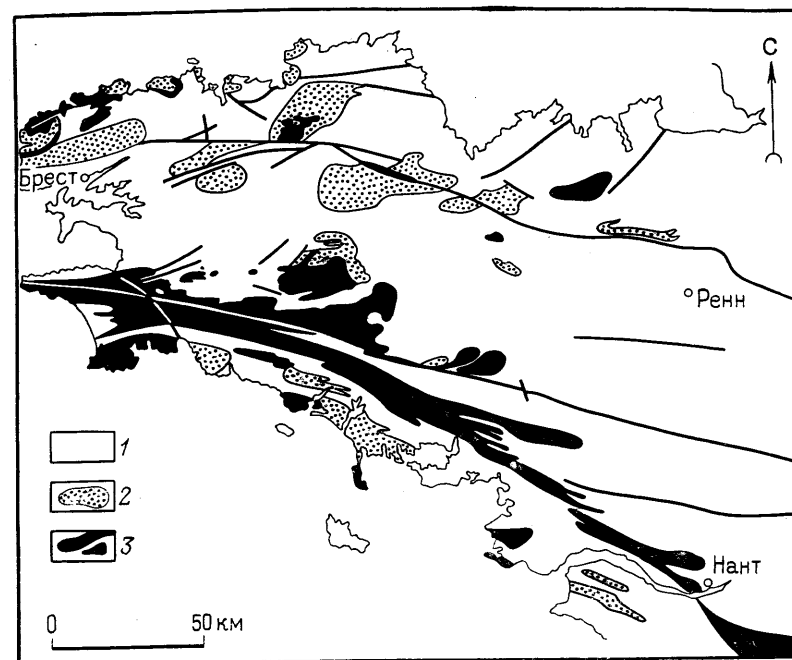
лельную главной тектонической оси. Я наблюдал аналогичный факт на периферии некоторых гранитов бирримия Берега Слоновой Кости с мелкими интрагранитными складками.

Следует подчеркнуть плоскую форму этих гранитных масс, аналогичную мощным силлам. Следовательно, это обычно, — *стратиформные граниты*. Эта форма напоминает линзообразные интрузии зеленокаменных поясов орогенических зон, которые часто рассматриваются как синкинематические. Этот тип гранитов на первый взгляд может показаться редким, так как трудно установить, являются ли гранитные линзы слабо наклоненными и превышает ли мощность каждой из них эрозионную глубину долины.

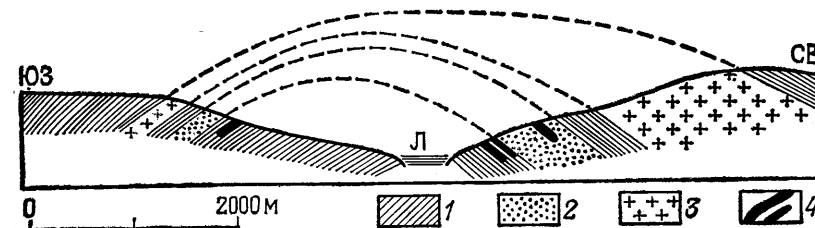
Существуют также граниты стратиформного облика, сложенные куполами крупных батолитов, сформированных в отсутствие одновременных орогенических движений. Но во многих случаях оказывается, что подобные граниты, рассматриваемые вначале как батолиты, представляют собой плоские тела. Знаменитый гранит Ориярви, Финляндия, с давних пор рассматриваемый Э. Вегманном в качестве языка стратиформного гранита, в противоположность мнению П. Эскола, который видел в нем «антиклинальный батолит», был подтвержден впоследствии бурением, как имеющий дно, под которым была обнаружена руда рудника Ориярви. То же самое замечено для одного из гранитов Баварского Леса, рассматриваемого Клоосом как стратиформный, имеющий дно, под которым бурением обнаружены в последнее время графитистые пласты, известные в стороне за пределами гранита.

Когда структура комплекса является крутопадающей, сомнений не остается, и это залегание может изучаться при помощи разрезов, секущих дневную поверхность. В ороении Центрального Французского массива отметим каменноугольные лейкограниты Плато Мильваш, часто имеющие крутое залегание; граниты Ля Крёз, которые наклонены слабо, наконец, граниты Ля Марш, имеющие крутое залегание. Граниты Южной Бретани (фиг. 53), расположенные на продолжении оси зоны Плато Мильваш и Ля Крёз, также являются синкинематическими [11, 61, 44]. Герцинские граниты Северной Бретани аналогичны. Л. Шори показал, что на севере, как и на юге, эти граниты располагаются вдоль *линеаментов*, которые ограничивают крупную центральную тектоническую депрессию полуострова и определяют также герцинские складчатые пучки (к понятию линеамент мы вернемся на с. 230).

В каледонскую орогению плоские гранитные тела появляются в «Скандинавских Альпах» (фиг. 54). В докембрийских поясах их примерны отметил Э. Вегманн, в особенности среди финляндских гранитов первого цикла. При случае тела этого рода проявляются как поздняя фаза синтетектонических мигматитов: так, например, в окрестностях Хельсинки они принимают облик пег-



Фиг. 53. Синкинематические герцинские граниты Бретани, по [48].
1 — древние метаморфические образования и граниты — осадочные, преимущественно палеозойские формации; 2 — биотитовый гранит и гранодиорит; 3 — лейкогранит и дву-слюдяной гранит, частично мигматитовые



Фиг. 54. Разрез через Сулителму, Норвегия, по Ф. Карлсону.
1 — слюдяные сланцы; 2 — амфиболиты; 3 — гранит; 4 — пирит. Л — оз. Лангеванд

матитов, залегающих в виде крупных конкордантных интрузий [388].

Некоторые граниты в синкинематических хонолитах могут отклоняться от типичной пластообразной формы. Они могут быть промежуточными со следующей категорией.

ПОЗДНЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГРАНИТЫ

Этот случай является очень частым и к нему относится большее число батолитов: это — массивы интрузивного облика в складчатых поясах и *чуть более поздние по отношению к складчатости*. Хотя они распределяются в виде роев вдоль тектонических зон, они не кажутся участвующими в тектонике, проявляющейся в их контактах. В самом деле, вместо того, чтобы внедряться согласно в толщи как предыдущая категория, они часто пересекают складки либо в поперечном направлении, либо снизу вверх, занимая место безразлично в синклиналях либо антиклиналях. Если принимать во внимание механические усилия, проявившиеся в становлении батолитов (см. гл. VII), можно принять, что это становление облегчается в периоды орогенической разрядки немного позднее складчатости.

Такова большая часть герцинских гранитов Пиренеев, граниты Морван, несколько локализованных массивов Центрального Французского массива и Вогезов, некоторые массивы северного побережья Бретани и оловоносные граниты британского Корнуолла.

Эти поздние граниты часто имеют гранодиоритовый состав, но проявляют дифференциацию в направлении более кислых калиевых типов в ходе последовательных эпизодов.

АНОРОГЕННЫЕ ГРАНИТЫ

Граниты без связи с орогенией имеют различную природу. В *активизированных фундаментах* они иногда проявляют широкое развитие, хотя причина их локализации четко не видна. Мы вернемся к этому в гл. XVI.

Другие же, напротив, интерпретируются легко. Они появляются в форме батолитов или сложных батолитов, а также в форме субвулканических массивов в кальдерах, причем и те и другие располагаются вдоль *линеаментов* или параллельно им на некотором расстоянии от них. Напомним, что термин «линеament» обозначает длинные узкие прямолинейные зоны, часто нарушенные сбросами, вероятно, очень глубинные, пересекающие земную кору и вдоль которых в различные эпохи, повторяясь, проявляются подвижки. Они представляются в виде границы между блоками с более или менее различной геологической историей. В случае линеаментов фундамента или *интракратонных линеаментов*, рассматриваемых здесь, неустойчивая зона не функционировала при сжатии и не давала места складчатым орогеническим структурам (на видимом эрозионном срезе). Выше мы отмечали линеаменты другого рода, которые, наоборот, контролировали орогенические пучки (в Бретани, см. выше).

Наконец, некоторые анорогенные граниты, по-видимому, представляют собой дифференцированную кровлю крупных ин-

трузий основного состава, или лополитов, как, например, в Бушвельде в Южной Африке.

Во всех предыдущих случаях локализация наших анорогенных гранитов происходит в фундаментах, вне складчатых зон того же возраста, иногда существующих в других местах. Другой случай представляют батолиты, размечающие складчатые зоны окраины Тихого океана: Кордильеры Запада Северной Америки, Кордильеры Анд и, может быть, Малайзия — Индонезия. В Андах, рельеф которых кажется особенно обязан крупным вертикальным сбросам, эти граниты поднимаются внутрь смятых в складки формаций, по крайней мере в перуанской дуге пояса [59, 124]. Для Кордильер западной части США Дж. Джиллюли [128] показал, что граниты в пространстве и во времени сформировались независимо от складчатости. Как мы увидим в гл. XVI, образование этих гранитов объясняется взаимодействием океанической и континентальной коры. Эта весьма важная характерная особенность приводит к тому, что неясно, следует ли такие граниты приравнивать к синтектоническим или позднеэктоническим гранитам или же к анорогенным гранитам.

СООТНОШЕНИЯ ГРАНИТИЗАЦИИ И ОРОГЕНИИ

Плутоническая эволюция в орогении

В ходе последовательных фаз орогении во многих горных поясах обнаруживается несколько крупных типов плутонической эволюции. Сначала напомним классическую схему Г. Штилле. Его классификация, по Г. Р. фон Гертнеру [122], представляется в следующем виде: 1) начальный вулканизм: большей частью, основные породы или кератофиры; 2) орогенный плутонизм (или главной орогенической фазы): большей частью гранодиориты, граниты с натровой тенденцией; 3) серорогенный плутонизм: большей частью калиевый гранит; 4) последующий вулканизм: смесь андезитов и риолитов с небольшим количеством основных пород; 5) конечный вулканизм: большей частью базальты.

Нам представляется, что эти процессы более разнообразны и необходимо различать несколько схем: первая, управляемая известково-щелочной дифференциацией, от основных до кислых; вторая — обширным развитием гранитных мигматитов; третья — свойственная цепям Тихого океана с контрастным характером и частично анорогенного облика. Впрочем, эти схемы не следует рассматривать как окончательно решенные и строго определенные, так как геологическое окружение и тектоническая история никогда не остаются теми же самыми в различных орогениях и они, конечно, в значительной мере влияют на плутонизм, который с ними связывается. Кроме того, глубина эрозии, весьма различная в древних и молодых поясах, изменяет наши возможности наблюдения. Наконец, два первых типа иногда кажутся

накладывающимися друг на друга в крупных смежных тектонических зонах тектонического пояса (не обязательно являясь синхронными).

Первый случай. Первый случай касается эволюционных типов, управляемых нормальной известково-щелочной дифференциацией. Как было показано в гл. VIII, последовательность габбро — диорит — гранитоиды — гранит отражает магматический ряд известково-щелочных вулканических пород. Этот ряд можно установить в плутонических породах орогенических зон, иногда в виде нескольких циклов. В зависимости от конкретного случая соотношение основных или кислых пород может быть весьма различным. Сложные батолиты, например, с гранодиоритовой или тоналитовой периферией и с центром из субщелочного гранита, в более мелком масштабе воспроизводят ту же самую эволюцию. Наконец, батолиты высококалиевого гранита часто составляют конечную стадию орогенического плутонизма. Когда последовательные циклы этого эволюционного типа оказываются вполне разделенными, что случается, когда тектоническая история орогенического пояса сама составлена из нескольких пароксизмов складчатости, между периодами плутонизма включаются периоды значительного вулканизма.

В целом, поступления основного состава можно связывать с «начальным магматизмом» Г. Штилле, так как они часто сопровождают геосинклинальные формации, богатые туфами и подводными вулканическими потоками основного состава спилитового характера. Этот процесс, вероятно, имеет весьма глубинное происхождение. Диорит-гранитные серии последних фаз (серорогенных), предшествуемые или сопровождаемые более разнообразными и более или менее кислыми вулканическими излияниями, по-видимому, связываются с «синорогенным сиалическим магматизмом» и с «последующим вулканизмом» Г. Штилле, который он приписывает плавлению коры, т. е. геосинклинального вещества, накопленного вдоль орогена. Однако можно считать, что очень глубинные магматические поступления могли проявляться более или менее на всех фазах этой истории.

Приведем несколько примеров. Каледонский пояс Шотландии и Скандинавии представлен по крайней мере двумя циклами дифференцированных от основных до кислых разностей пород. В Норвегии кислые члены содержат значительное количество трондземитов, но граниты также присутствуют. В Шотландии второй цикл заканчивается «молодыми гранитами» более ранними, чем средний девон, и проявившимися в несколько фаз дифференциации. Последняя фаза этого цикла представлена пост-тектоническими гранитами, залегающими в форме кольцевых субвулканических комплексов. По Э. Бедерке [20], каледонский пояс Судет в Центральной Европе характеризуется аналогичными условиями, но, вероятно, представлен одним циклом и в нем отсутствуют кольцевые комплексы.

Герцинская цепь Урала представляет первый магматический цикл по обе стороны от границы девон — карбон: широко развиты габбро и перидотиты и реже сиениты и граниты. Второй цикл каменноугольного возраста состоит в основном из сиенитов и гранитов. Подобные факты более мелкого масштаба могут быть обнаружены в герцинской цепи Марокко.

Конечные поздне-тектонические граниты высококалиевые. Этот факт наблюдается уже в архейском фундаменте Нигерии [181] или Камеруна [43]. В Финляндии он был выявлен В. Вальем [369], и хорошо известно противопоставление гранодиоритов и более поздних микроклиновых гранитов. Вероятно, также обстоит дело во многих молодых поясах. Это явление следует отделять от обратного результата, вызываемого пневматолитовой и эндометасоматической дифференциацией в куполах батолитов, которая может привести к значительным *локальным* обогащениям натрием. Порядок величин может быть различным.

Второй случай. Мы его характеризуем обилием мигматитов. Синкинематические гранитные мигматиты имеют широкое распространение и принадлежат ко всем эпохам. Однако глубина эрозии, отличающаяся в различных поясах, способна скрыть их значительность. Нижеуказанная схема Э. Вегманна об орогенической инфраструктуре объясняет и дает место этим мигматитам. В общих чертах, в соответствии с этой схемой, их присутствие подчиняется зональности метаморфизма в самом широком смысле слова. Их образование происходит на ранних этапах орогенической истории складчатого пояса. По своему объему и распространению они могут превосходить первый этап, связанный с начальным вулканизмом, который мы описали выше. Этот этап, естественно, может сосуществовать. Очевидно, наш второй эволюционный случай характеризует некоторые продольные зоны сложного орогенического пояса.

Герцинская цепь Франции в этом отношении показательна. Так, Северные Вогезы с их начальным вулканизмом девонского возраста принадлежат к эволюционному типу первого случая, а Центральные Вогезы, напротив, характеризуются развитием мигматитов и омоложенных анатектических гранитов [149]. Там, как и в Бретани и на западе Центрального массива, после периода мигматитов проявляется другое крупное явление: вдоль некоторых крупных продольных тектонических линий структурной постройки развиваются синкинематические граниты в виде мощных линзовидных тел. Это — «граниты Хребтов» в Вогезах и лейкограниты Южной Бретани и Лимузена. Периоды мигматизации и становления синкинематических гранитов, вероятно, проявляются без значительного перерыва. Наиболее поздние массивы оказываются явно поздне-тектоническими. Некоторые из них имеют связи с основными породами. В герцинских Пиренеях эпоха крупных хонолитов и батолитов гранодиоритового состава, более поздних по отношению к главной складчатости, за-

метно отличается от эпохи мигматитов. Эти массивы, как показано в гл. III, часто образованы телами с основной дифференциацией по краям и более кислой в центре.

Отличие двух крупных гранитных семейств герцинского возраста Западной Европы, с одной стороны, — мусковитовых гранитов и лейкократовых гранитов, связанных с мигматитами и синкинематических, с другой, — гранодиоритов и биотитовых гранитов в локализованных батолитах, было выявлено Ж. Конье [61] в Бретани, Ж. Дидье и Ж. Ламейром [84] в Центральном Французском массиве. В этих районах локализованные гранодиоритовые массивы являются более ранними относительно фазы мигматитовых гранитов. В Пиренеях и в Иберийской Мезете [39] они, наоборот, являются чаще всего более поздними, т. е. позднетектоническими.

Принимая во внимание их дифференциацию, химизм и включения основного состава, эти локализованные гранодиоритовые массивы предыдущими авторами рассматриваются как преимущественно аллохтонные граниты глубинного происхождения, может быть даже симатического. По нашему мнению, и это следует отметить, глубинный магматический привнос в конце своего подъема мог воздействовать на свое обрамление и ассимилировать весьма значительное количество местных осадочных толщ, создавая в конечном счете преимущественно автохтонный массив. Примером этого может служить массив Ростренен (см. фиг. 64).

Подсказываемая двойственность происхождения крупных гранитных семейств Западной Европы, с одной стороны — симатического, с другой — автохтонного кристалльного, не обязательно является общей для всех орогенических поясов мира. Например, другими представляются условия для байкальского пояса Таймыра, Северная Сибирь. Этот пояс вендского возраста (эокембрий) проявляет полный цикл гранитоидов, начиная от мигматических и паравтохтонных синкинематических гранитов до позднетектонических и посттектонических гранитов магматического облика. Л. В. Махлаев и Н. Л. Коробова [211] показали, что химизм этих гранитов отражает, от начала до конца цикла, химизм докембрийских эпи- и мезометаморфических геосинклинальных формаций, из которых они произошли и где они внедрились. В течение этого цикла они смогли наметить 4 параллельные линии:

субщелочные глиноземистые лейкократовые двуслюдяные граниты;

субщелочные известковые биотитовые граниты;

известковые биотит-амфиболовые граниты;

субщелочные железистые лепидомелано-гастингситовые граниты.

Эти линии характеризуются наследованием химизма докембрийских формаций, относительно главных элементов, элемен-

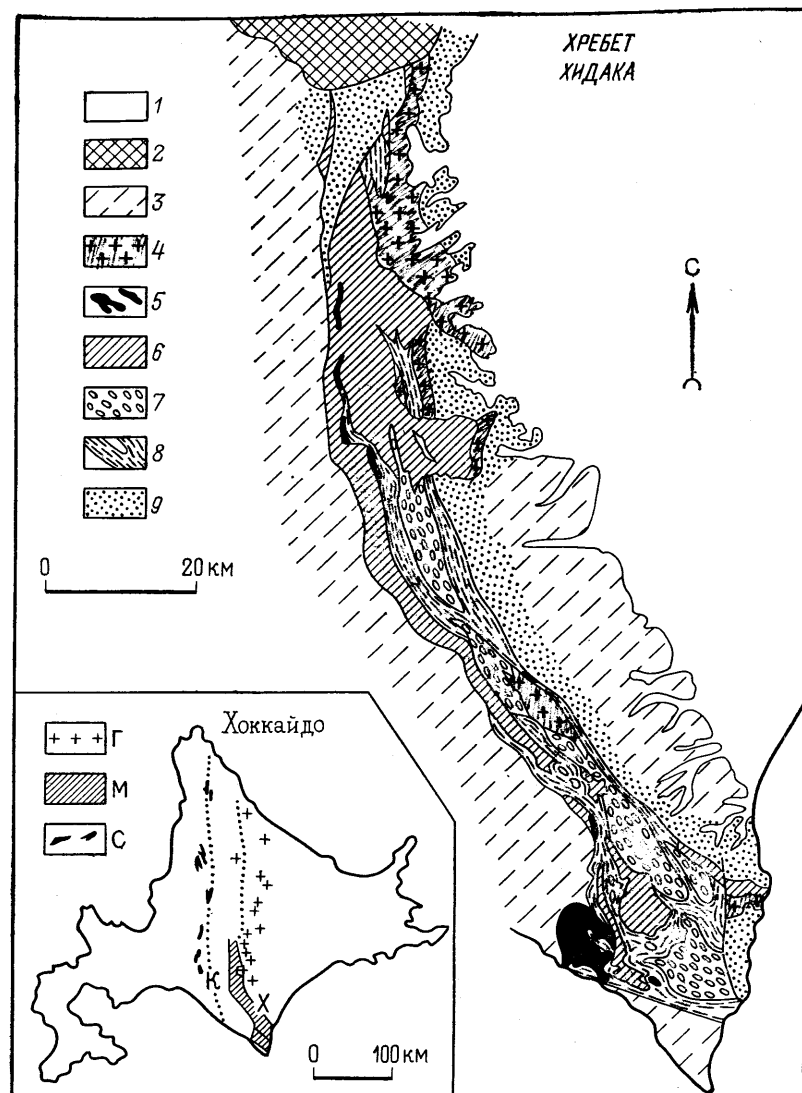
тов-примесей и соответственно главных и аксессуарных минералов. Это наследование позволяет с учетом мигматизации и регионального метаморфизма определить исходные материалы, которые для этих линий представлены соответственно: пелитами, граувакками, известковыми граувакками и метагаббро, метаандезитами. Это указывает на то, что история гранитов этого пояса целиком протекала в земной коре и незачем ссылаться на приток вещества из мантии.

Третий случай. Плутонические эволюции в горных цепях, окружающих Тихий океан, и внутриокеанических островных гирляндах имеют специфические особенности (см. гл. XVI). Хотя они характеризуются дифференциацией от основных пород к кислым, относительные количества различных горных пород в них аномально противопоставляются. Существуют весьма различные ситуации: земная кора очень тонкая (например, хребет Хидака в Японии, где Мохо находится на глубине лишь 20 км, фиг. 55); или очень мощная (например, Анды, где ее мощность более 60 км). В первой ситуации — решающее значение весьма основных пород в нескольких циклах; во второй — чрезвычайное обилие кварцевых диоритов и локализация этих пород и других гранитоидов в нескладчатых кратонических зонах или в периоды, когда складчатость этих зон давно прекратилась [128, для горных цепей Запада США].

Структурный анализ и наложенная тектоника

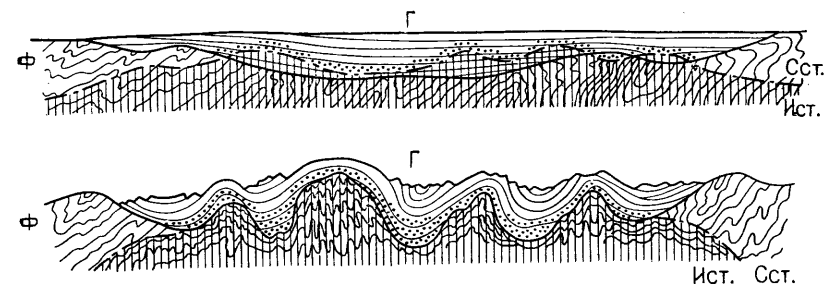
Применяя структурный анализ к горным цепям, эродированным до различного тектонического уровня, Э. Вегманн [380, 381] различает (снизу вверх) зону мигматитов (в широком смысле) и зону неметаморфизованных складчатых осадочных толщ. В верхней зоне осадочные толщи могут быть ассоциированы с подстилающим их древним кристаллическим фундаментом; причем последний приобрел свою кристалличность в более ранние орогенические циклы и не был изменен мигматитами, связанными с рассматриваемой цепью. Обе зоны разделяются более или менее мощной переходной зоной, где развивается немагматический региональный метаморфизм. Нижняя зона, зона мигматитов и интрузий, названа им *инфраструктурой* орогенического сооружения. Верхняя зона называется *суперструктурой* (фиг. 56, 57).

Между инфраструктурой и суперструктурой, испытавшими мощные деформации орогеническими движениями, существует полная дисгармония в стиле деформации. Сверху — складки с широкими шарнирами, лежащие складки или покровы альпийского типа, внизу — в области мигматитов: более или менее складчатые и более или менее резкие вертикальные поднятия диапирового характера, а также резкие, сближенные складки, но редко сильно наклоненные. Действительно, в инфраструктуре синтетектоническое поднятие мобилизованного вещества придает

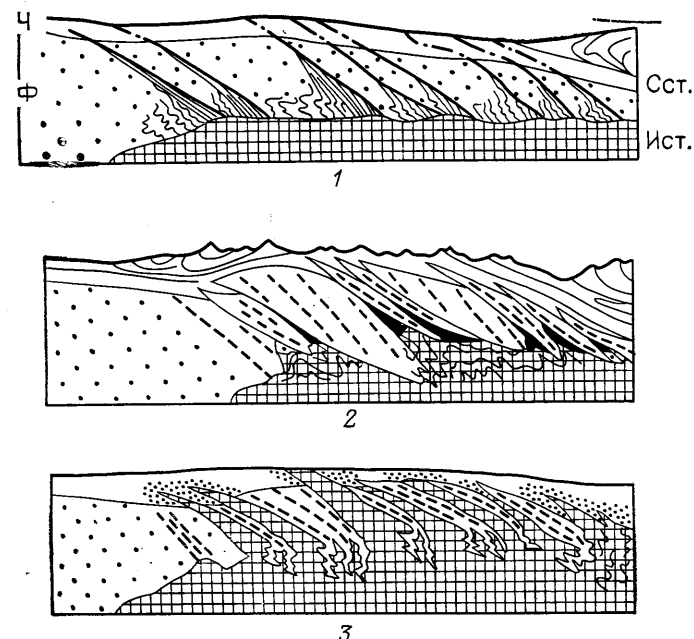


Фиг. 55. Хребет Хидака, Хоккайдо, по данным «Исследовательской группы Хидака», в особенности М. Хунахаши, С. Хашимото, К. Кисаки.

1 — молодые отложения; 2 — вулканические образования; 3 — мел и юра; 4 — гранит; 5 — перидотит; 6 — габбро; 7 — гранитные мигматиты; 8 — гнейс; 9 — роговики.
В рамке: Г — гранит; М — метаморфические породы; С — серпентинит, Х — хр. Хидака



Фиг. 56. Инфраструктура (Ист.) и суперструктура (Сст.), по Э. Вегманну. На первом разрезе показана геосинклиналь до складчатости (Ф — фундамент; Г — геосинклиналь, Ист. — показана вертикальной штриховкой. Основание суперструктуры Сст затронуто региональным метаморфизмом — показано точками). На втором разрезе показано расположение тех же структур при умеренной складчатости



Фиг. 57. Инфраструктура в последовательные фазы орогении, по Э. Вегманну. 1 — фундамент Ф начинает распадаться на крупные чешуи, разделенные зонами скольжения, ширина которых увеличивается на глубине вблизи инфраструктуры (Ист.), изображенной квадратной сеткой. Чехол Ч затрагивается слабо; 2 — фундамент распался на крупные чешуи, между которыми включаются выступы инфраструктуры; 3 — вещество инфраструктуры распространяется вверх и вширь частично в состоянии магмы. Оно оказывает влияние не только на фундамент, но и на чехол

деформациям более вертикальный облик, в то время как полужидкое состояние сообщает им в деталях вихревой вид. Отметим, что понятия об инфраструктуре и суперструктуре отличаются от понятий *древнего фундамента и чехла*. Древний фундамент орогении может быть включен в инфраструктуру, если он вновь гранитизирован или, наоборот, оставлен в суперструктуре, если он не был вновь гранитизирован. В то время как фундамент и чехол разделяются стратиграфическим несогласием, инфраструктура и суперструктура разделяются тектоническим несогласием. Различие обоих явлений иногда оказывается очень тонким. Однако «в некоторых случаях можно сфотографировать границу инфраструктуры и суперструктуры, как, например, в стенках фиордов Норвегии и в особенности Гренландии. В других случаях, например в Финляндии или в Швеции, ее нужно реконструировать как головоломку» (Вегманн, устн. сообщ.). В этой теории гранитизация является *нормальным и синтетектоническим процессом в недрах орогенов*.

Придерживаясь эволюционной точки зрения, Э. Вегманн развивает и обобщает концепцию *наложенной тектоники*, первоначально обоснованную на материале массива Монблан Н. Ульяновым [245]. В том же районе проявились два или несколько типов структур, приписываемых различным эпохам. «Наложённые структуры лишь изредка относятся к одному и тому же типу. В большинстве случаев они отличаются своими характерными геометрическими особенностями и природой преобразования» [383]. Следовательно, речь идет о наложении во времени. Также очень часто наблюдается наложение в пространстве, так как верхние этажи деформируются в то же самое время, что и подстилающий фундамент, уже подвергшийся тектоническим деформациям. Вторичная тектоника затрагивает верхние пласты; в более глубоких горизонтах она во времени «накладывается» на первичную.

Изучение наложенной тектоники позволяет восстановить эволюцию орогенической области как можно более точным образом, одновременно во времени и в пространстве. Очевидно, это изучение имеет общее значение. Но изучение наложенной тектоники при гранитизации и метаморфизме должно проводиться с учетом хронологии этих явлений, что позволит объяснить общие свойства и особенности отдельных гранитных массивов.

Возобновление орогенической деятельности, повторная активизация гранитизированного материала могут обнаруживаться различными способами. Как указывает Э. Вегманн в различных работах [особенно 387], наблюдения над базальтовыми дайками позволяют выделить следующие фазы этой деятельности: 1) инъекции прямолинейных даек в давно остывший гранит; 2) реювенация остывшего гранита, вследствие чего он внедряется в трещины дайки («эффект Седерхольма», см. с. 186); 3) совместная тектоническая деформация даек и гранита с появлением об-

щего метаморфического кливажа; 4) поднятие, эрозия, инъекция новых прямолинейных даек основного состава.

О возобновлении орогенической деятельности свидетельствуют и потоки подводных лав (подушечные лавы) какого-либо древнего цикла — в верхних горизонтах они могут расплющиваться в форме линз, в нижних — могут принимать облик ветвящихся даек, неправильно инжецирующих вмещающие толщи [388].

Примеры применения. Пример наложенной тектоники в Финляндии показан Э. Вегманном [377] в пределах орогенических дуг Хельсинки — Нордйоскатан и Нордйоскатан — Вискунд, каждая около десятка километров. В них он различает следующие фазы.

А. Деформация сланцевой серии, содержащей интрузии плагиоклазовых порфиров.

Б. Интрузии габбро в виде линзовидных тел с интрузивными контактами. Интенсивная деформация, особенно по краям, выражающаяся в растягивании эруптивных брекчий, пластинчатом или линейном строении краевых частей перекристаллизованных роговообманковых и лейкократовых полос. Деформация является значительно более поздней по отношению к интрузиям и, судя по литологическому облику, началась при низкой температуре.

В. Внедрение синкинематических гранитов и новые деформации. Их структура с правильно ориентированными кристаллами вытянута вдоль поверхностей дифференциального расплющивания и проявляет значительные вариации, связанные со степенью развальцевания. Ассимиляции нет, пегматитов мало или нет.

Г. Фаза разрядки на малой глубине — характеризуется трещинами, выполненными основными дайками. Вероятно, продолжительный интервал времени. Затем деформации вновь перемещаются в глубинные условия, может быть вследствие отложения новых осадочных серий или может быть в результате тектонического погружения.

Д. Новая, значительно более интенсивная складчатость со значительными перемещениями и мощными химическими миграциями; крайним членом является гранит Хангё. Чрезвычайное развитие пегматитов, индивидуализированных в виде жил и залежей. Они подразделяются на несколько циклов и главная складчатость проявляется в ходе пегматитовой фазы. Но уже в мигматитах диктиониты обнаруживают несколько фаз раздавливания. Различия в степени мигматизации отражают различную амплитуду относительных движений, так как поверхности скольжения представляют собой активные зоны мигматизации. Массивные тела древних габбро создают эффект защиты против общей деформации и старые тектонические структуры отражаются внутри новых.

«К этому наложению тектонических событий добавляется значительная местная изменчивость. Горные породы далеки от однородности: изменчивая интенсивность движения, активизация подвижности и привнос гранитных растворов неполностью согласуются друг с другом. Эти три переменные до некоторого момента развиваются независимо друг от друга. Если к тому же учесть различия вещественного состава, из этого следует чрезвычайно разнообразный набор сочетаний».

Более молодые пояса также пригодны для анализа наложенной тектоники.

Герцинские Пиренеи содержат три тектонических этапа: 1) докембрийский фундамент с рассеянной мигматизацией; 2) этап явных мигматитов с сильно изменяющейся мощностью в различных районах пояса; 3) палеозойский чехол мощностью в несколько тысяч метров. Граница инфраструктура — суперструктура, соответствующая кровле мигматитов, поднимается до различного стратиграфического уровня внутри палеозойских отложений; в нижней части кембрия для Восточных Пиренеев и до верхов ордовика далее к западу в Центральных Пиренеях. Серия наложенных тектонических фаз следовала друг за другом. Их можно свести к пяти, для упрощения пренебрегая мезокайнозойской тектоникой, которая проявляется лишь локально внутри герцинских массивов цепи. Мы выделяем следующие фазы.

А. Фаза лежащих складок со значительными шарьяжами, сопровождаемая региональным метаморфизмом с кливажом осевой плоскости, достигающим в нижней части чарнокитовой ступени (Ж. Гитар).

Б. Мигматизация с продолжением регионального метаморфизма. Образование в чехле вторичного кливажа (трещинный кливаж). Небольшое повсеместное распространение мелких интрузий перимагматических кислых гранитов.

В. Складчатость в двух нижних этажах в виде широких волн и в чехле в виде сжатых, сильно наклоненных пучков. Начинают формироваться хонолитовые гранодиориты, в то время как региональный метаморфизм завершается. Обозначается подчеркнутое структурное несогласие на границе затвердевших нижних этажей и верхнего этажа.

Г. Развитие сложных гранитных батолитов кольцевой структуры, одиночных и сгруппированных в сросшиеся массивы, образующие внутри верхнего этажа крупные округлые разрастания. Их гранодиоритовые окраины, по-видимому, начали формироваться, начиная с фазы В.

Д. Трещинообразование в результате образования нескольких систем крупных сбросов с конца карбона и до перми, хорошо выраженных в нижних этажах, но охватывающих всю совокупность.

Отметим также интересный анализ тектонических этажей

герцинской цепи в Бретани, данный Ж. Конье [61], позволивший ему согласовать и объяснить последовательные гранитные проявления этого края.

Глава XV. ГРАНИТ И ВУЛКАНИЗМ

Эдуард Зюсс хотел показать связь между поверхностным вулканизмом и формированием плутонических пород на глубине путем изучения в различных областях денудационных рядов, все более и более удаленных от эруптивных аппаратов. Он описывал связь явлений между вулканическими проявлениями, такими как «кучи пепла современной эпохи», и гранитными массивами, которые он рассматривал как глубинные очаги вулканизма. Это был, скорее, теоретический взгляд путем идеальной подгонки фрагментарных наблюдений, хотя в действительности прямая связь не наблюдалась. Случай субвулканических гранитных массивов, описанных в гл. III и к которым мы вскоре вернемся, представляется весьма специфическим и, кстати, имеющим двусмысленную интерпретацию. Вероятно, что эволюция крупных гранитных массивов, застывших на глубине, была весьма различной [57].

С давних пор отмечен параллелизм химического состава между семействами плутонических пород и лав. Отсюда возникла идея о соответствии между первыми и вторыми, причем принималось, что они различаются лишь способами застывания одной и той же магмы. Во всяком случае можно заметить по средним анализам большого количества горных пород различного происхождения, что лава обычно немного более богата кремнеземом, натрием и калием и немного беднее окислами железа магнием, известью, чем плутоническая порода, соответствующая ей по химической классификации. Р. А. Дэли объясняет этот факт более высоким содержанием газов в магматических камерах основания вулканов при прочих равных условиях: отсюда уменьшение температуры затвердевания магмы и длительность дифференциации. Она совершается в соответствии с обычным правилом в направлении повышения содержаний кремнезема и щелочей.

Химический параллелизм остается сильным аргументом в пользу связи между поверхностным вулканизмом и глубинными плутоническими интрузиями. Он сопровождается, кстати, некоторым минералогическим параллелизмом. Однако аргументы геологического порядка, касающиеся самой структуры эруптивных аппаратов или распределения продуктов эруптивных явлений в пространстве и во времени, имеют более значительный вес. Мы

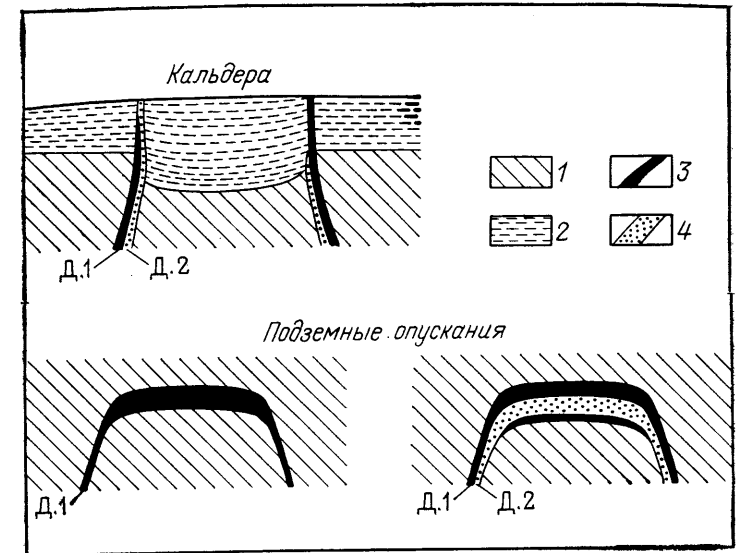
перейдем к обзору этих аргументов в следующих разделах, ограничиваясь гранитами и гранитоидами и оставляя в стороне другие плутонические породы, эволюция которых может быть совершенно иной.

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ МАССИВЫ ГРАНИТОВ

Плутонические субвулканические комплексы с кольцевой структурой, описанные в гл. III, в большинстве случаев преимущественно гранитные. Их связь с вулканическими явлениями, безусловно, тесна. Объяснение их структуры сериями концентрических обрушений, чередующихся с магматическими поступлениями, заставило исследователей видеть в них крупные вулканические *кальдеры*, точнее, глубоко эродированные части кальдер.

Обрушения вдоль периферических сбросов характеризуются различными признаками, особенно когда внешние формации являются субгоризонтальными. Часто наблюдается, что они принимают наклон к центру структуры, по мере приближения к ее окраине, как это происходит при обрушении. В других местах можно видеть обрывки тех же самых формаций, опущенных внутрь комплекса на несколько сотен метров ниже, чем их уровень снаружи: эти обрывки представляют собой либо пластины кровли батолита, либо поставленные вертикально чешуи в «экранах» («screens») между кольцевыми дайками. Однако это движение не всегда представляет собой обрушение. Напротив, оно представляется восходящим для гранита северной части острова Арран, Гебриды, где пласты периферических формаций изогнуты вверх. Иногда кажется, что оба направления перемещения следовали друг за другом: в Брандберге периферические падения к центру, затрагивающие пласты, которые окружают массив, указывают на опускание массива; но обрывки тех же самых пластов, находящиеся в нескольких сотнях метров выше в центре массива, свидетельствуют о преимущественно восходящем движении [56].

Наиболее разработанная теория подобных структур была дана К. Т. Клу, Х. Б. Моф и Э. Б. Бейли [58] по замечательным исследованиям, посвященным в начале века третичным комплексам Шотландии: прерывистые обрушения крупных вулканических кальдер и интрузии плутонических пород в среду обрушения. Обрушение в виде вертикального цилиндра или точнее конического ствола, расширяющегося книзу, оставляло пустоту в толще формаций в центре структуры (фиг. 58). Эту структуру они называют «подземная кальдера». Габброидная, затем гранитная магма, поднимающаяся по периферии конического ствола, заполняет эту пустоту ниже почвы наподобие лакколита, питающегося с периферии. Так как это явление повторяется, осуществляется ряд интрузий, вставленных одна в другую на более или менее высоких уровнях. Последующая эрозия могла обнажить эти образования более или менее глубоко, либо создавая видимость



Фиг. 58. Схематический разрез кальдеры и подземного оседания, по рисунку в British Regional Geology, Scotland.

1 — фундамент; 2 — вулканические потоки; 3 — порфир или плутоническая порода первой кольцевой дайки; 4 — порфир или плутоническая порода второй кольцевой дайки. Д.1 и Д.2 — последовательность внедрения кольцевых даек

штоков или батолитов у плутонов, в действительности обладающих дном, либо вскрывая на поверхности круговые дайки интрузивной породы.

Другая категория явлений в комплексах Шотландии и в других районах может быть отнесена в актив теории кальдеры. Конические листы («cone-sheets») обычно являются более тонкими дайками, чем обычные кольцевые дайки (ring dikes) и более поздними, чем последние. Они выполнены лавой. В то время как вершина конуса кольцевых даек расположена над эрозионной поверхностью, у «cone-sheets» она находится внизу. Точечная зона происхождения «cone-sheets» на глубине может быть интерпретирована как центр вулканической эксплозии. Так, Г. фон Экерманн [92, 93] считает, что эксплозивные центры гиперщелочного субвулканического кольцевого комплекса Альнё, Швеция, расположены на глубине 9, 5 и 3 км ниже древней поверхности. Богатство магмы летучими элементами делает правдоподобными эксплозионные явления. Если это так для ийолитов, то это менее вероятно для габбро и гранитов.

Согласно с этими магматическими взглядами на происхождение комплексов, Г. Клоос и К. Худоба [56] пишут, что плутоническое вещество гранодиоритового массива Эронго, Юго-Западная Африка, переходит в потоки лав «как ножка гриба» в его

шляпку»; и «нет сомнения, что здесь улавливается переход от тела глубинной породы в соответствующие потоки». Это точное наблюдение нам представляется, однако, совершенно единичным в литературе.

Г. Корн и Г. Мартин [183], изучая группы комплексов Юго-Западной Африки, пишут в том же духе: «Все эти вулканические комплексы проявляют различные возможности образования кальдер. Эронго: обширная неглубокая кальдера на крупном вулканическом плато. Брандберг: глубокая, очень правильная кальдера без заметной вулканической деятельности. Мессум: повторяющееся глубокое оседание и сильная вулканическая активность. Эти кальдеры образуют представительную группу совокупности типов современных кальдер. Плутоны, которые сейчас обнажаются, представляют собой наиболее низкие уровни крупных кальдер. Многие сегодняшние кальдеры, может быть, могут на глубине иметь структуру Брандберга или Мессума».

Наконец, можно отметить, что комплексы, группирующиеся в рои, не создают впечатления об их независимом глубинном происхождении. В самом деле, их горные породы часто сильно дифференцированы и появляются в той же последовательности от одного комплекса-брата к другому. Таким образом, в Северной Нигерии для приблизительно сорока комплексов, сгруппированных в зоне 100—200 км с востока на запад и 300 км с севера на юг, следуют один за другим более десятка дифференцированных гранитов или гранит-порфиров, разделенных на два цикла, причем каждый начинается характерным порфиром с роговой обманкой или фаялитом. Кажется, что на небольшой глубине должен был существовать обширный магматический резервуар значительной горизонтальной протяженности. Поскольку дифференциация проходит до конца от габбро к граниту, мы полагаем, что этот резервуар мог бы напоминать крупный лополит, как, например, лополит Бушвельд, Южная Африка.

Во всяком случае, в гипотезе вулканической кальдеры *загадкой остается затвердевание магмы в виде породы плутонического облика*, в то время как можно было бы надеяться увидеть лаву или вулканический порфир, так как глубина формирования была небольшой, как это можно видеть во многих случаях (от нескольких сотен метров до 1—2 км самое большее).

Первым замечанием является чрезвычайное богатство многих из этих гранитов пневматолитовыми элементами: пегматитовые шлиры, миаролитовые структуры, особые минералы (колумбит и касситерит в Нигерии; арфведсонитовые солища в Брандберге; гнезда турмалина в Эронго). Второе относится к медленности процесса. При посещениях Нигерии в 1965 г. под руководством Р. Блэка и Д. К. Тернера, нас поразило наличие маломощных (иногда 2 м) субгоризонтальных экранов, отделяющих два последовательных гранита, что указывает на чрезвычайно медленное и спокойное становление. Это двойное обстоятельство,

противопоставляемое резкому и быстрому характеру вулканических процессов, где быстро выделяемые пневматолиты почти не принимают участия, как нам кажется, объясняет кристаллизацию в виде плутонического облика. Однако трудности сохраняются, одну из них как раз представляет малая вероятность существования ограниченной среды, способной длительное время сохранять пневматолиты под высоким давлением в трещиноватых участках с повторяющимся оседанием.

Нужно ли рассматривать интрузию гранитоидов не в форме магмы как для риолитов и долеритов кольцевых даек в различных комплексах, а в форме мигматитового вещества, уже выработанного на глубине?

Другой является концепция Д. Рейнольдс [284, 285, 286], которая рассматривает скорее метасоматоз, чем кристаллизацию магмы. В третичном кольцевом комплексе Слив Гуллион, Ирландия, она описала преобразование гранодиорита каледонского фундамента и третичного вулканического туфа в гранофир и приписала его метасоматозу, вызванному вулканическими газами.

Наконец, мы допускаем другую возможность: частичный анатексис вулканического материала. Мы были поражены при посещениях в 1960 г. под руководством К. Офтедаля субвулканических кольцевых щелочных комплексов Осло существованием в комплексе Глитреван весьма массивных и по облику явно плутонических трахитовых игнимбритов (сиенитов). Этот процесс «плутонизации» мог бы иметь более широкое распространение *и не только в кольцевых комплексах*.

Видно, что связь плутонизм — вулканизм далека от выяснения в субвулканических аппаратах. Во всяком случае эти аппараты представляют собой весьма специфический тип, пространственная роль которых является небольшой. Опираясь только на них, нельзя разрешить всю совокупность гранитных проблем на всем земном шаре.

ПЕРЕХОД ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД В ВУЛКАНИЧЕСКИЕ

В гл. V мы видели, что некоторые гранитные массивы, сформировавшиеся на малой глубине постепенно уменьшения зернистости и появления порфировых кристаллов и даже бипирамидального кварца. Несмотря на эту структуру, напоминающую структуру вулканических порфиров, мы стремились увидеть в ней результат конвергенции и допустить, что в действительности никакого вулканического явления с ними не связано.

Тем не менее случается, что эти порфировые фации имеют большое развитие по сравнению с развитием собственно гранита, что они переходят, по крайней мере локально, в более явно выраженные вулканические фации, что бесспорно вулканические образования проявляются в непосредственном геологическом обрамлении, хотя не всегда в прямой связи.

В Кабилии де Колло, Алжир, М. Рубо [296] показал, что третичный гранитный массив связан с микрогранитами и даже с риолитами незаметным переходом. Эти породы занимают пространства в несколько километров на холмах к западу от бухты Колло и образуют многочисленные колонны, которые прорывают эоценовые мергели далее к западу. Эти колонны часто имеют характерную структуру «органа», указывающую на кристаллизацию на малой глубине.

Отношения того же рода, но гораздо более значительного размаха известны в вулканических формациях Сарро, Марокко, докембрийского возраста [106]. В некоторых районах огромных пространств, занятых риолитовыми игнимбритами, риолитовыми и андезитовыми потоками и туфами, обнаружены довольно своеобразные граниты, которые переходят в вулканические породы через промежуточные гранофиры. Щелочные и лейкократовые, они состоят из ортоклаза, альбита, слабо развитого хлоритизированного биотита, акцессорной зеленой роговой обманки.

«Способ ассоциации между этими гранитами и риолитовыми потоками нижних комплексов докембрия III обнаруживает различные аспекты.

1. Риолитовая оболочка гранитных массивов в несколько км² имеет контактовую поверхность с большим радиусом кривизны, местами проявляющую неправильности (пилообразные контакты). Контактная зона, варьирующая от нескольких дециметров до десятка метров, состоит из порфировых пород до микропегматитов. В некоторых зонах (более 100 м) проявляются лавы, обрушенные по отношению к граниту, хотя контакт не нарушен сбросами.

2. Инфильтрация зернистых пород в вулканические породы с общей вытянутостью в направлении потоков. Они связаны с крупным гранитным массивом или образуют мелкие изолированные массивы, которые иногда могут превышать 1 км.

3. Аплитовые или микропегматитовые жилы, пересекающие риолитовые потоки без определенного направления или же прерывистые полосы крупных фенокристаллов полевого шпата внутри лав, местами сливающиеся в мелкие зернистые штоки.

Какой бы ни была природа контакта между щелочными гранитами и лавами, эти породы образуют неразрывную совокупность со сравнимым, если не идентичным минералогическим составом. Внутренний механизм преобразования риолитовой магмы подобных очагов в гранит нам очевидно неизвестен» [49]. Аналогично, кровля «красного гранита» Бушвельда, Южная Африка, представляет собой риолит эффузивного облика. По Р. А. Дэли [69], «гранит докембрийского батолита Фокс-Ривер, Висконсин, переходит в массивный риолитовый порфир и в риолит, проявляющий несомненность течения и быстрого охлаждения на поверхности Земли. Порфир окаймляет гранит с юга и с востока; риолит появляется во внешней зоне за пределами порфира и

далее от гранита. Представляет ли это пример местного разрушения кровли батолита?»

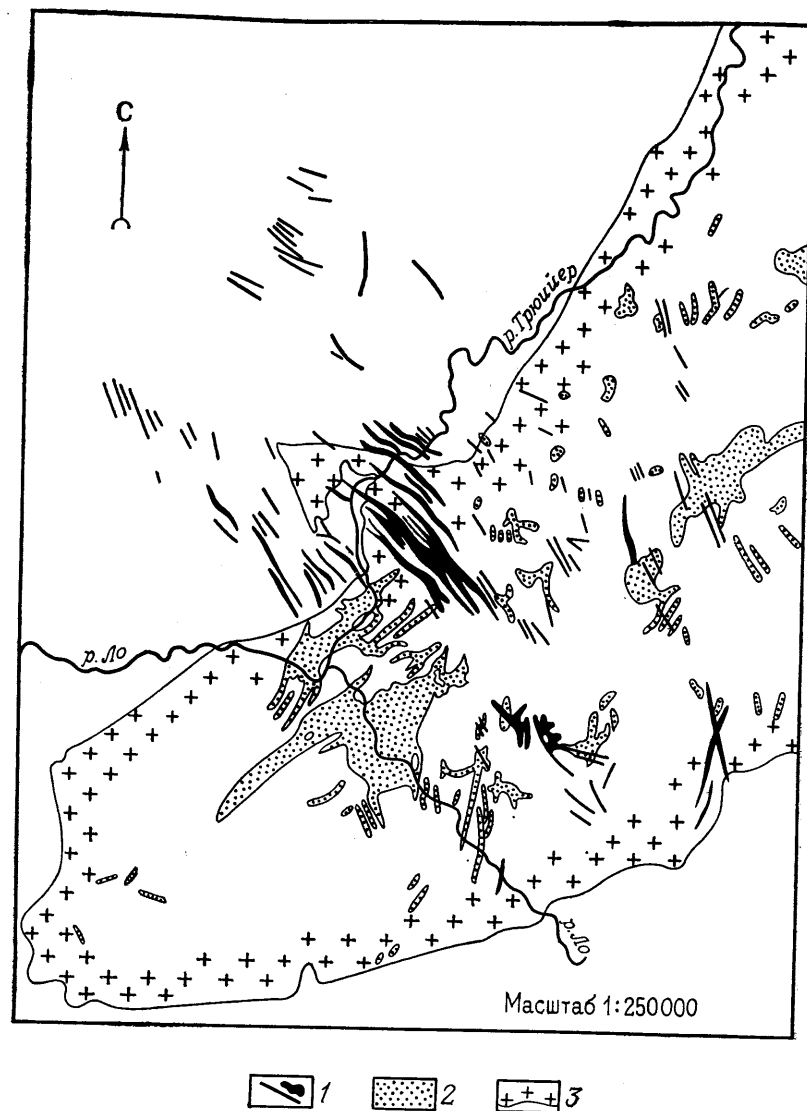
Граниты рапакиви Финляндии сопровождались настоящими риолитами. Эти породы, гранит и риолит, характеризуются своеобразными полевошпатовыми овидами (с. 86). Эта особенность утверждает единство их происхождения, даже если гранит и риолит не являются смежными.

Э. Бедерке [19] приводит ряд примеров гранитов и потоков или вулканических интрузий в Судетах и Рудных Горах, герцинская Центральная Европа, которые кажутся фациями той же самой формации. Наиболее поразительной является, быть может, принадлежность порфирового штока Айзенкоппен близ Альтенберга к граниту Ризенгебирге, обнажающемуся на расстоянии в несколько километров. Этот риолитовый порфир на глубине переходит в микрогранит, который напоминает определенную фацию вышеупомянутого гранита. В обеих породах встречается ортит. Рудоносные жилы Альтенберга, производные порфира, имеют тот же самый парагенезис, что и жилы в Ризенгебирге.

ЖИЛЬНЫЕ СВИТЫ ГРАНИТОВ. ИХ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СВЯЗИ

В противоположность пегматитам, которые могут вырождаться в рудные жилы, но не питают вулканические каналы, лампрофировые или микрогранитные порфиры иногда имеют явный вулканический облик. Таков случай жильных андезитов и долеритов из гранитов Центральных Пиренеев [291] — пород, названных А. Лакруа «лампрофировым семейством» из-за богатства некоторых из них роговой обманкой. Впрочем, по Д. Вельду [359], минетты вообще могут напоминать некоторые щелочные лавы (лампроиты). Дайки микрогранитов в зальбандах или в участках окончания часто переходят в риолиты с более или менее стекловатой основной массой. Рассмотрим размещение и общую структуру жильных свит гранитных массивов для того, чтобы узнать, в какой мере граниты могут представлять глубинные корни поверхностного вулканизма.

В набросках геологической карты гранита Маржерид, Центральный Французский массив, М. Буль показывает вблизи Энтрейга густую группу мощных грубо параллельных даек микрогранита, риолита и андезита, сконцентрированных в ограниченной зоне в пределах апофизы периферии батолита (фиг. 59). Эти жилы имеют каменноугольный возраст, так как являются более поздними по отношению к герцинской тектонике и обнаружены в виде галек в стефанских конгломератах Декавилля. В связи с их группировкой можно было бы представить, что эти мощные жилы могли питать поверхностный вулканизм, полностью уничтоженный эрозией в настоящее время: но доказательств не существует. С другой стороны, нет петрографического перехода между дайками и гранитом. Главный гранит



Фиг. 59. Юго-западная оконечность гранита Маржерид, Центральный Французский массив, по съемкам М. Буля (Геологическая карта Франции).
1 — порфиры; 2 — лейкограниты; 3 — окраина массива нормального гранита

Маржерид является, кстати, значительно более древним (345 млн. лет), а мелкие интрузии лейкократовых гранитов, которые он содержит, являются, вероятно, более молодыми (283 млн. лет), чем дайки. Таким образом, пришлось бы рас-

смаатривать более глубинный очаг гранитной магмы, который, вероятно, сохранялся между двумя поднятиями гранита и который, возможно, мог питать порфировые дайки.

Так же как и в этом примере, чаще всего существует двойная неуверенность: отсутствие ощутимой связи этого типа порфиров с вулканизмом, а также с гранитом. Однако эти вопросы иногда показываются более ясными со стороны вулканизма, так как риолитовые или андезитовые дайки не имеют ничего исключительного в пределах кислых вулканических формаций. Таким образом, группа риолитовых жил в граните Гере, по мнению Л. де-Лоне [201], по-видимому, непосредственно связывается с потоками или вулканическими лакколитами динантского возраста, которые сегодня обнажаются на расстоянии около 40 км к северу от плато Гере (см. фиг. 37). Но гипотетический очаг, из которого питались эти жилы, несомненно находился значительно ниже, чем видимый гранит.

Весьма многочисленные жилы микрогранита, долерита и андезита каменноугольных батолитов Неувеля и Котере в Центральных Пиренеях, относятся к тому же магматическому циклу, что и эти граниты. Относятся ли к ним вулканы позднестефанского возраста Пик-дю-Меди-д'Оссо, расположенные в нескольких десятках километров к западу?

Если принять гранитное родство для даек микрогранита, исходящих из батолита, имеющего интрузивный характер и чуть более древний возраст, можно представить это явление следующим образом. На некоторой достаточной глубине под видимым, уже раскристаллизованным и остывшим гранитом, сохраняется жидкая магма. В результате образования трещин, в какой-то данный момент происходит быстрый подъем магмы, которая вверху вскоре кристаллизуется в виде микрогранита. В начальной зоне вещество даек представляло собой, по-видимому, постепенный переход в гранитную фацию. Когда кристаллизация будет завершена и эрозия сделает эту зону доступной, он будет фактически незаметным. Таким образом, корни кислого вулканизма практически никогда не распознаются. В заключение, хотя оно нам и кажется вероятным, родство кислого вулканизма с батолитовыми гранитами остается скорее гипотезой, чем объективной констатацией. Можно было бы также представить, что речь идет о двух последовательных событиях, происшедших на глубине в результате различных причин.

СВЯЗИ ГРАНИТА С ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Динантские туфы и граниты Центрального Французского массива.

Риолитовые, трахитовые или дацитовые туфы верхнего визе северо-западной части Центрального массива иногда содержат потоки соответствующих лав или осадочные включения. Про-

тяжесть и мощность этих полуморских, полуконтинентальных туфов значительные. Их обрывки, уцелевшие от эрозии, встречаются от Морвана на севере до Божолэ на востоке и до Крёз на западе; их древняя площадь должна была быть равна по крайней мере 25 000 км².

На западе туфы залегают непосредственно на древнем гнейсовом или гранитном фундаменте; в Бурбоннэ и Божолэ — на граувакках кульма. В северном Морване их субстратом являются граниты каменноугольного возраста. Мощность туфов возле Виши, по данным Ж. Юнга и его сотрудников, исчисляется несколькими тысячами метров.

В Морване крупные гранитные массивы сформировались в начале визе. Они метаморфизовали формации верхнего девона и турне, содержащие значительное количество вулканитов спилитового характера, и в своде их развиты микрогранитные фации [221, 222]. Туфы верхнего визе с несогласием перекрывают эти формации.

В горах Бурбоннэ к северу от Форе первые герцинские граниты датируются ранним или средним визе. По данным Ж. Юнга, М. Шишери и О. Васьи [173]: «Эта магма затвердевает очень медленно, поскольку в течение всего среднего и верхнего визе она будет вторичным источником новых выделений». В самом деле, именно эта же магма прокладывает себе путь до поверхности и дает начало вулканизму громадных покровов пирокластических туфов позднего визе. Анализ показывает химическую идентичность некоторых туфов с этим гранитом. «Связь этого вулканизма с нижележащими гранитными резервуарами объясняет относительное постоянство состава изверженных продуктов, их огромное региональное распространение и их мощность. Это — тип площадного вулканизма». К концу пирокластического периода магма была инъецирована между гранитом, затвердевшим в своей верхней части, и его чехлом. Таким образом, она слагает обширную интрузивную залежь микрогранита плато Юрфе, выход которого достигает около 150 км². Наконец, дифференциация завершается жильными риолитовыми выделениями. Связь этих порфиров с тем же гранитом подтверждается химическими анализами и диаграммой дифференциации. Гранит Майе-де-Монтань постстепанский, более молодой, чем все предшествующие породы, напротив, противопоставляется предыдущей магме, вследствие более калиевого характера.

Сопоставляя наблюдения в Морване и в Монтань-Бурбоннэ, которые соответствуют одной и той же совокупности, видно, что поступления гранитов и вулканические фазы могут повторяться и чередоваться в ходе крупного тектонического цикла.

Другие примеры. Как отмечают Ф. Дж. Тернер и Дж. Ферхуген [346], в общем, имеется связь между андезито-риолито-ба-

зальтовым вулканизмом орогенических зон и батолитами этих же зон. Но, по их мнению, батолиты, большей частью предшествуют вулканизму.

В действительности, часто наблюдается чередование этих двух процессов.

В Гарце гранит Брокена образовался в конце длинного ряда вулканических фаз, которые продолжались в этом районе и в Рейнском Сланцевом массиве в течение девона и карбона. В Рудных горах пермский вулканизм порфиров Теплица предшествовал внедрению нескольких тел гранита. Наиболее поразительны примеры в поясах третичного возраста. В горах Сан-Хуан, Колорадо, вулканическая активность предшествует, начиная с позднего мела, и сопровождает орогению начала третичного периода [206]. Интрузивные породы, от габбро до гранитов, обильные вдоль зоны, протягивающейся от Сан-Хуан до Боульдер (Передовой хребет), представлены в виде даек, силлов, штоков. Это — диориты, монцониты, кварцевые монцонит-порфиры, одновременные или чередующиеся с вулканическими формациями. Эта деятельность длилась до окончания образования шарьяжей Передового хребта. Все это срезано доолигоценовым пенепленом. В миоцене вновь обнаруживаются мощные переслаивающиеся вулканические формации и там с ними ассоциируют порфировые или зернистые интрузии от габбро до гранита.

В Балканских хребтах также выделяется два крупных эффузивных периода, в сенон-эоцене и в миоцен — плиоцене (фиг. 60). Горные породы первого проявляются в особенности в горах Апусени, Румыния, горах Тимок и в зоне юга Балканского хребта до Бургаса на Черном море. Несколько позднее, в связи с ларамийским орогеническим периодом, произошли интрузии сложной дифференцированной серии (так называемой, «банатитовой серии») диоритового, монцонитового, сиенитового, гранодиоритового характера в горах Апусени, зонах Средна-Гора и Закар-Странджа на юге Балканского хребта. Так как эти породы встречаются одинаково в зоне Вардар в Югославии и в Греции, эта плутоническая деятельность размещается преимущественно с той и с другой сторон древнего фундамента Родоп. Для второго периода проявляется «молодой вулканизм» на внутренней окраине Карпат — Словакии, продолжается в Трансильвании и вновь обнаруживается вдоль Динарид к югу от Белграда, в хребте Копаоник и в Родопах. Плутонизм в виде мелких гранитных массивов, вероятно, связан с ним, особенно в Родопах и смежных районах. Ассоциация плутонизм — вулканизм неогенового возраста хорошо известна и в Японии. Мелкие гранитные или диоритовые, иногда габбровые интрузии встречаются в многочисленных пунктах в пределах обширной пропилитизированной вулканической серии, называемой «серией зеленых туфов», в северной части Хонсю и на Хоккайдо.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО СВЯЗЯМ ВУЛКАНИЗМА И ГРАНИТНОГО ПЛУТОНИЗМА

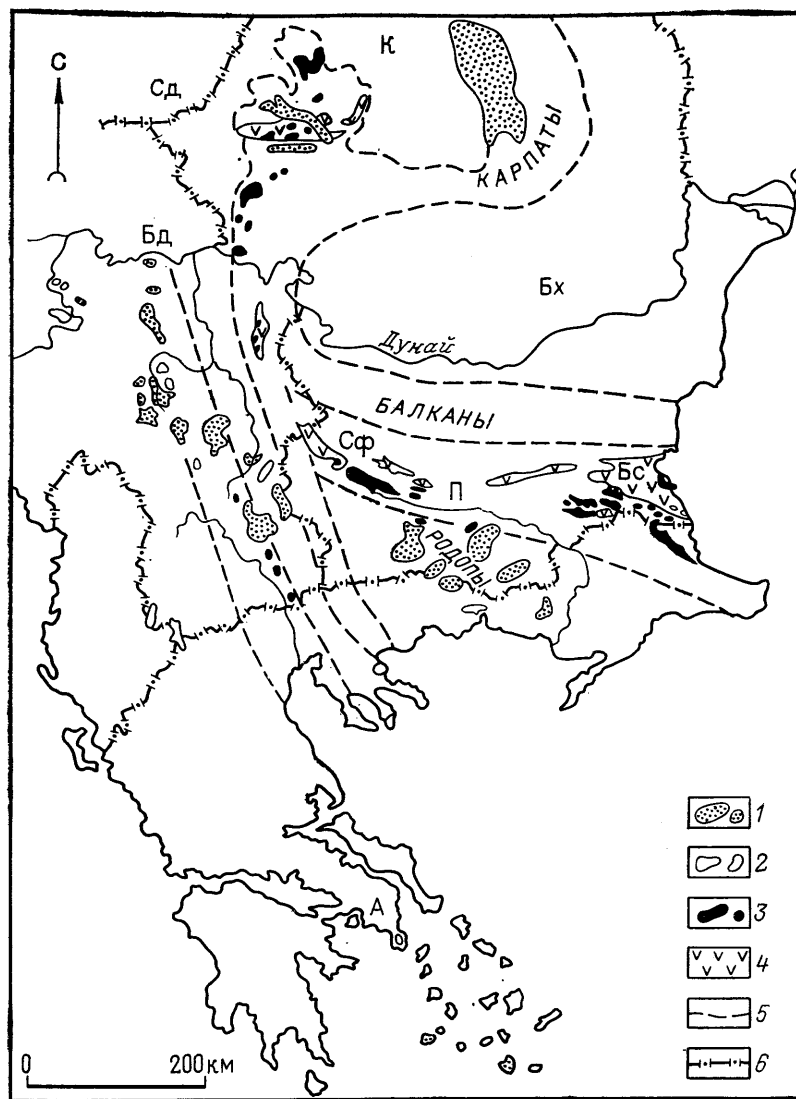
Как мы уже видели, локализованные граниты, внедрившиеся на малой глубине, увенчиваются иногда оболочкой порфиров. Мы думаем, что это ни в коей мере не заключает, что там был и непосредственный источник одновременных вулканических явлений. Лучше всего устанавливается связь между вулканизмом и гранитным плутономизмом тогда, когда зернистая порода внедряется в вулканические формации несколько более ранней магмы и связывается с гранитом путем дифференциации либо минимальной, либо значительной амплитуды. Этот факт является поразительным для субвулканических гранитных массивов, но мы видели, что он, вероятно, имеет значительно более широкое и более общее значение. Эта связь, однако, не является «обязательной», так как многие граниты внедрились без предшествующего вулканизма.

Обратные отношения, т. е. прямое происхождение вулканизма из эруптивных зернистых пород, совсем не встречаются или проявляются слабо. Расположение вулканических проявлений над зоной гипабиссальных порфировых интрузий, наложенных на батолиты, согласно с идеями Э. Зюсса, приведенными в начале, нигде четко не проявляется. Однако случай, когда вулканизм представлял бы собой поверхностные отголоски развития плутонических пород на глубине, показался бы априори более простым, более логичным и более легким для рассмотрения. Невозможность или трудность выявления может заставить предполагать, что в действительности он не существует.

Скептицизм относительно идеи прямой связи между вулканизмом и плутоническими массами, предположительно подстилающими, подчеркивается случаями вулканизма без плутономизма и плутономизма без вулканизма. Например, стратовулканный вулканизм, особенно базальтовый, представляет собой прямое и быстрое поднятие нижележащей магмы в кору. Дифференцированный трещинный вулканизм, как, например, вулканизм в Оверни или в рифтах Африки, показывает линейное расположение вулканических центров, давших место излияниям различных лав в течение продолжительного периода: он кажется разновидностью предыдущего и во всяком случае ничто не дает возможности подозревать нижележащие плутонические породы. Напротив, имеются граниты без вулканизма: граниты, жильные производные которых представлены не порфирами, а пегматитами. Особенно анатектические граниты не кажутся способными порождать вулканизм.

Роль орогении кажется значительной: если нет орогенного вулканизма без плутономизма, напротив, часто встречается орогенный или неорогенный плутономизм без вулканизма.

По В. Клюпфелю [182], «плутонические породы никогда не образуются одновременно с вулканическими, но плутономизм сле-



Фиг. 60. Альпийские вулканы и плутоны Балканского полуострова, по работам Г. Георгиева, В. Яновичи, С. Карамата, И. Йовчева.

1 — вулканы верхней части третичной системы и четвертичные; 2 — миоценовые плутоны; 3 — плутоны верхней юры, верхнего мела и нижней части третичной системы (ларамийский период, «Банатиты»); 4 — вулканы верхнего мела; 5 — границы крупных структурных зон; 6 — государственные границы.

А — Афины, Бд — Белград, Бх — Бухарест, Бс — Бургас, К — Клуж, П — Пловдив, Сф — София, Сд — Сегед

дует за вулканизмом». Известно много порфиров на периферии гранитных массивов, но «все наблюдения поверхностных потоков и одновременных эксплозий туфов (с плутонизмом) являются ошибочными. Идентичность плутонических и вулканических кварцевых порфиров представляет собой лишь явление конвергенции... Плутонизм является только продолжением вулканизма в других условиях». Этот тезис нам кажется слишком абсолютным. Поступление гранитов в некоторых случаях происходило последовательными «порциями», чередующимися с внедрением порфировых интрузий и с вулканической деятельностью.

В заключение отметим, что существуют петрографические и химические аргументы в пользу прямой связи между некоторыми проявлениями вулканизма и нижележащими плутоническими массами. Однако простота является лишь кажущейся: хотя априори было бы достаточно немногого, чтобы перейти от риолита к граниту с тем же самым химизмом, тем не менее устанавливается, что гранитные или гранофировые поступления в вулканических породах совершенно другого состава, как, например, субвулканические гранитные массивы базальтов Шотландии и других районов. В принципе химический аргумент для доказательства корреляции плутонической породы и определенной вулканической породы является сомнительным. Но он ненадежен, принимая во внимание размах допустимых химических различий между породами с различной петрографической структурой в одном и том же комплексе. Кстати, на химизм интрузии часто влияет химизм ранее существовавших вмещающих пород.

Лучшим аргументом в пользу корреляции вулканизма и плутонизма остается существование повторяющихся фаз гранитных поднятий и вулканических излияний, выявленное во многих районах. В основном, нормальной, наиболее частой связью, по-видимому, является вулканизм — плутонизм, а не наоборот. Проблема «денудаций» Зюсса, имеющая целью показать связь между вулканизмом сверху и плутонизмом внизу, неправильно поставлена и вводит в заблуждение. Как видеть связь? Если вулканизм предшествует, он на глубине сглаживается поднимающейся гранитизацией. Если вулканизм является более поздним, изучение его начальных зон внутри гранита будет неубедительным, как это показано выше. При современном состоянии наших знаний настоящие корни вулканизма с уверенностью неизвестны, не будучи выявленными ощутимым образом.

Итак, вулканизм и гранитный плутонизм часто сопровождают друг друга, но они не обязательно сопровождают друг друга. Является ли их возможная связь случайной в истории Земли или же она имеет глубокую органическую причину? В настоящее время мы не сумели бы сделать вывод, склоняясь к второй идее относительно андезитового или кислого вулканизма. Но эта связь необязательно является родственной связью.

ЗЕМНАЯ КОРА

Земная кора представляет собой поверхностную зону планеты, на глубине условно ограниченную *Мохо*, т. е. сейсмическим перерывом Мохоровичича. Ниже располагается другая земная оболочка, называемая *мантией*.

Кора образована из силикатного материала, который представлен такими породами, какими мы их наблюдаем. В зависимости от района ее мощность изменяется от нескольких километров до нескольких десятков километров. Наиболее значительные мощности отмечаются под континентами. В частности, *Мохо* погружается под молодыми крупными горными хребтами (50—70 км); но это не исключает глубин менее 20 км (например, в центре Европы, в Венгрии). Под крупными океанами мощность коры уменьшается до величины порядка 10 км или еще меньше. Там она кажется более равномерной, чем континентальная кора, за исключением частей вдоль океанических хребтов и по окраинам океанов.

В пределах коры температура возрастает с глубиной таким образом, что в первом приближении можно считать пропорционально. Под континентами в различных районах в настоящее время температурный градиент сильно различается. В среднем порядка 30—40° на 1 км, он может снижаться до 7° или повышаться до 70° и более. Имеются основания думать, что он заметно изменялся в ходе геологического времени, особенно вдоль орогенических зон, где фации метаморфических серий свидетельствуют об особенно повышенных градиентах в течение относительно коротких периодов. Таков случай, например, в герцинских Пиренеях, где М. Фонтей и Г. Гитар [114] установили, что метаморфизм является кратким эпизодом, связанным с термическим притоком, во время которого градиент был высоким, так как «амфиболитовая» фация метаморфизма (приблизительно 600°K) достигалась на глубине всего лишь порядка 5000—6000 м. Под океанами температурный градиент, кажется, в среднем того же порядка, что и под континентами.

Излияния расплавленных вулканических магм на поверхность Земли являются явным следствием нагревания коры на глубине. Прежде полагали, что основание коры отмечается общим плавлением горных пород. Но данные сейсмоки указывают, что это не так, потому что вход в мантию соответствует значительному возрастанию жесткости вещества, которое сохраняет способность проводить упругие волны дисперсии (поперечные) и, таким образом, не аналогично жидкости. Следовательно,

вещество мантии не представляет собой состояния расплавленной магмы. Это делает правдоподобной гипотезу, подкрепляемую многими факторами, о том, что в строении мантии могут существовать значительные неоднородности и что в ней могут происходить тектонические явления, как в коре. Однако, мы увидим, что на некоторой глубине в мантии, по-видимому, существует зона более низкой жесткости, называемая *астеносферой*, где среда могла бы быть в более или менее расплавленном состоянии.

Учитывая жесткость, измеряемую по скорости сейсмических волн, можно думать, что верхняя мантия сложена перидотитом и в меньшей мере, может быть, эклогитом. Присутствие этих ультраосновных пород подтверждается различными геологическими наблюдениями, к которым мы вернемся в следующем параграфе. Здесь же мы возвратимся к старому понятию Зюсса [325], различавшего *сиаль* и *симу*. *Сима* представляет собой область ультраосновных пород (кремне-магнезиальных): фактически это — мантия. *Сиаль* (кремне-алюминиевые) представляет собой континентальную кору, составленную из силикатных и глиноземистых пород, сопровождаемых значительно меньшим количеством основных пород (базальты, габбро и их производные). Может быть они более обильны в нижней части континентальной коры; признается, что они могли бы образовывать квази-совокупность океанической коры. Тем не менее они самым явным образом, по сейсмическим данным, противопоставляются нижележащей перидотитовой мантии.

Изостазия

Теория изостазии основывается на факте, что гористый рельеф не создает локального возрастания силы тяжести в такой мере значительного, каким оно должно было бы быть, если бы горные породы по всей вертикали имели постоянную плотность. Отсюда вывод — под горами существуют области с относительно низкой плотностью по сравнению с областями, расположенными под равнинами и особенно под океанами. Эти различия плотности могут зависеть лишь от природы горных пород, причем основные породы более тяжелые. Важное следствие: перемещению вещества на поверхность Земли в течение геологического времени в результате эрозии, седиментации и тангенциальных орогенических движений должна соответствовать для восстановления равновесия перестройка в наиболее глубинной зоне. Это равновесие называется *изостазией*.

Другой способ представить себе этот факт состоит в следующем. Расчет коррекции измерений силы тяжести, называемой «коррекцией на свободный воздух», состоит в мысленном сглаживании до уровня геоида выступов и впадин, сохраняя на

вертикалях соответствующие массы и исправляя измерения, сводя их к тем, которые были бы на этом уровне. Тогда устанавливается, что полученные величины близки к тем, которые соответствовали бы теоретическому земному шару в форме эллипсоида, который используется геодезистами. Вместе с Ж. Гогелем [137] можно сказать: «Факт, что аномалия свободного воздуха является слабой и имеет различный знак, равноценен тому, что поле силы тяжести Земли, увиденной с высоты 20—100 км, было бы довольно правильным и не проявляло бы корреляции с рельефом, даже если учитывать контраст континентальных блоков и океанов. Так как, однако, рельеф существует, нужно, чтобы его действие было компенсировано и это может быть лишь путем колебания плотности на глубине самое большее в несколько десятков километров».

Рассмотрение измерений силы тяжести, вносящих коррекции, учитывающие локальные и регулярные неоднородности коры, позволяет думать, что компенсация происходит выше какой-то поверхности на постоянной глубине под геоидом, называемой «поверхностью компенсации». Перестройка, поддерживающая это равновесие коры, должна происходить в среде с низкой жесткостью, в так называемой *астеносфере*. *На поверхности компенсации давление, производимое весом, по-видимому, является одинаковым во всех пунктах*: в этом состоит теория изостазии. Выше этой поверхности равновесие является архимедовским.

Глубина поверхности компенсации, совместимая с измерениями силы тяжести, могла бы быть в несколько десятков километров; но она неопределима непосредственно путем геодезических расчетов [135, 139]. Сначала считалось, что верхняя поверхность среды, допускающей выравнивание, совпадает с основанием коры, т. е. с Мохо. В этой точке зрения поверхность компенсации является касательной к коре в наиболее глубоких точках ее основания. Ж. Гогель отметил, что уменьшение необходимой жесткости, упомянутой выше, могло бы иметь отношение к долгосрочной жесткости, что не находится в противоречии с резким (или, скорее, быстрым) повышением мгновенной жесткости при переходе из коры в мантию, пересекая Мохо [134]. Однако самые последние данные сейсмологии теперь ориентируют исследователей на другую точку зрения, понижая поверхность компенсации внутрь мантии. «Геофизики стремятся расположить горизонт, вязкость которого позволяет длительные горизонтальные перемещения плит (коры) или астеносферы там, где сейсмологи не без труда смогли выявить минимум скорости сейсмических волн, на глубине, может быть, переменной и плохо определенной, порядка от 75 до 150 км» [138]. Именно на этот уровень помещается основание *литосферы* или «зоны горных пород», которая, таким образом, вероятно, включает кору и верхнюю часть мантии.

Формирование континентальной коры орогения

Континентальная кора образуется в течение геологических периодов в результате многократно повторяющейся в той или иной зоне орогенической складчатости и в результате внедрений магм, исходящих из глубины и застывающих на различных горизонтах внутри толщ горных пород или на поверхности.

При анализе совокупности этой коры поражаешься квазиповсеместностью складчатости. Там, где древние формации достаточно денудированы под чехлом более поздних осадков, можно видеть, как кристаллические формации, часто поставленные вертикально, отрисовывают более или менее искривленные и накладываются пучки, которые отмечают корни древней складчатости. Если известны крупные районы субгоризонтальных и явно спокойных кристаллических формаций, то это, вероятно, связано не с отсутствием складчатости, которая их характеризует, а с перекристаллизацией, стершей строение смятых в складки пластов, реювенацией.

«Скандинавский щит» с несколькими поясами докембрийской складчатости различного возраста является классическим. Во Франции лучше всего охарактеризованной полициклической областью является Бретань, сложенная древним поясом докембрийского возраста (пентеврийский орогенез с радиометрическим возрастом 900 млн. лет), ассинтийским и герцинским поясами. Немного севернее, в Агу и на англо-нормандских островах, имеются, вероятно, также элементы фундамента в 2500 млн. лет, т. е. значительно более древнего, чем пентеврий.

Это наложение тектонических этажей, по-видимому, является общим случаем. «Довольно редки континентальные разрезы, являющиеся моноциклическими, — пишет П. Мишо [229], — и даже можно сомневаться в их существовании для многих из них, которые таковыми представляются. Чаще всего они являются сложными... Вертикальные разрезы, даже относительно ограниченной протяженности, обычно показывают наложение трех крупных орогенических сегментов. Таким образом, в бельгийских Арденнах видно наложение варисского сегмента на каледонский, который под собой имеет, вероятно, ассинтийский фундамент, хорошо известный к востоку и к западу, в Саксонии и в Армориканском массиве; в этих последних районах он сам наложен на еще более древний ороген с явно кристаллическим характером, пентеврий Бретани и гранулитовый массив Саксонии».

Контрастируя с разнообразной континентальной корой, океаническая кора, о различном строении которой нам свидетельствует геофизика, представляется образованной главным образом обширными поверхностями экструзий основных лав, связанных с крупными трещинами растяжения океанов. Она кажется очень однородной, за исключением участков вблизи срединно-

океанических хребтов, где в крупном масштабе нарушена стратификация дна океанов.

Глубина исследования континентальной коры

Благодаря орогению, вызывающей гигантское движение материи между глубиной и поверхностью земного шара, мы можем видеть вещество значительно более глубоких областей, чем это позволили бы врезания эрозии через выпуклости большого радиуса этой поверхности. Осевыми ундуляциями складчатости глубинное вещество переносится вверх выше уровня моря.

В Центральном Французском массиве Ж. Юнг и М. Рок [176] оценивают в 20 000 м мощность видимой метаморфической серии, включая в нее наложенные азойские кристаллические сланцы, но без нижних чарнокитовых гнейсов. Таким образом, там наблюдается тип вещества коры на глубину более 20 км, выведенного на дневную поверхность орогения. Вероятно, в других местах существуют орогенические пояса более значительного размаха. Более значительный порядок величин, от 30 до 50 км, приемлем для максимальных амплитуд ундуляций поясов. Следовательно, в какой-либо точке земного шара на этой глубине находится вещество, принадлежащее к какому-либо поясу и способное обнажиться в другом месте, недалеко от данного места, если помощь этому окажут сочетания ундуляций этого пояса и эрозия.

Маловероятно, что вещество, составляющее более глубокие участки, окажется где-нибудь видимым, за исключением, быть может, обрывков перидотитов, связанных с офиолитами (см. ниже), и, конечно, некоторых изверженных пород, поднявшихся в состоянии магмы. Напротив, такие магматические породы могли бы составить совокупность океанической коры. Следовательно, несколько десятков километров составляют глубину геологического исследования континентальной коры. Эта относительно небольшая цифра тем не менее охватывает большую часть мощности этой коры.

Средние значения анализов горных пород, сделанных во всех точках выступающей из воды поверхности земного шара, с учетом их относительного распространения способны, таким образом, дать средний химический состав континентальной коры. Полученный состав является промежуточным между гранитом и кварцевым диоритом. Действительно, мы увидим, что *преобладающее вещество континентальной коры является гранитным* ниже пленки осадочных пород поверхности. Последняя мощностью в среднем лишь 1—2 км часто уменьшается до нуля или нескольких сотен метров на большей части земного шара, за пределами очень мощных локализованных бассейнов седиментации. Под осадками находятся метаморфические породы, слюдяные сланцы и гнейсы, которые очень часто ассоциируют с

различными гранитами. В субстрате зон с исключительной мощностью осадков (более 20 км) выше Мохо остается мало места для гранитной континентальной коры.

ПОД ЗЕМНОЙ КОРОЙ: СИМА

Интересно рассмотреть геологические аргументы в пользу этого ультраосновного субстрата, для которого значительная часть наших знаний базируется на геофизических аргументах. Не говоря об аналогии с каменными метеоритами, большая часть которых является ультраосновными и которые считаются представителями внутренних веществ некоторых планет Солнечной системы, и не говоря также о лунных породах, мы рассмотрим подъем к поверхности Земли крупных масс габбро-базальтового вещества весьма глубинного происхождения во все геологические эпохи. Речь идет о магмах, которые можно считать производными от мантии в результате процессов, связанных с активностью этой среды: локальное уменьшение давления, вызывающее плавление; химические реакции, вызываемые приведением в тектонический контакт веществ, не находящихся в равновесии между собой (глубинная ассимиляция и дифференциация?).

Другие наблюдения будут касаться твердых веществ, которые кажутся непосредственно вырванными из мантии и которые встречаются в виде исключения на земной поверхности.

Итак, мы перейдем к обзору трещинного вулканизма континентов и океанов, крупных основных интрузий фундамента, роев «зеленокаменных пород» орогенических зон с плитами перидотита офиолитовых комплексов и, наконец, перидотитовых стяжений щелочных базальтов.

Небесполезно предварительно напомнить, что не все ультраосновные перидотитовые или пироксенитовые массивы имеют глубинное происхождение. Локальная гравитационная дифференциация габброидной магмы в плоских интрузиях малых глубин (например, в Карру Южной Африки или в габброидных лополитах) способна их создать.

Трещинный вулканизм

Изложим кратко, по А. Ритману [288], данные о трещинном вулканизме. Он состоит в излиянии обширных плоских покровов базальтов, которые можно квалифицировать как «базальты плато». Их протяженность является весьма значительной. Например, «траппы» Деккана на полуострове Индостан занимают площадь в 300 000 км². Здесь различают простые и сложные покровы, причем последние более часты. Элементарные потоки сложных покровов имеют обычно мощность от 5 до 15 м. Изредка мощность превышает 100 м или уменьшается до 1 м. В ре-

зультате нагромождения многочисленных потоков эти покровы могут достигать 3000 м мощности. Они изливаются не из отдельных вулканов, а без всякого сомнения через протяженные трещины земной коры. Они изливаются быстро, без дифференциации, так как их петрографический тип однороден. Они встречаются в различных районах поверхности земного шара и изливались в различные эпохи, начиная от докембрия до третичного периода. Это — фундаментальное геологическое явление: речь идет как будто о случайной и повторяющейся экструзии базальтового субстрата коры.

Некоторые древние фундаменты изрезаны бесчисленными трещинами, занятыми долеритовыми дайками. Эти трещины, вероятно, представляют собой пути подъема древних базальтов плато, в настоящее время уничтоженных эрозией.

Главными плато-базальтами являются плато-базальты арктической области (побережье Гренландии, Шотландия), сибирско-монгольский базальт, базальт Деккана, базальт сиробабиссинский, базальт Параны и реки Колумбии в Скалистых горах. В целом, более 2 млн. км² континентальной поверхности заняты такими потоками, что составляет заметную часть земного шара (500 млн. км²).

Изучение дна океанов в настоящее время в ходе измерения скорости сейсмических волн, магнетизма, путем непосредственного отбора образцов со дна, а также при помощи бурения показывает, по-видимому, присутствие обширных базальтовых излияний под осадочным, обычно маломощным, чехлом, а иногда совершенно отсутствующим. Возможно, что эти базальтовые покровы аналогичны плато-базальтам, но их исследования еще недостаточны для того, чтобы это утверждать. Может быть также, что океанические покровы содержат плоские интрузии габбро (или даже перидотита?), которым плато-базальты не эквивалентны.

Крупные тела основного состава вне зон орогении

Присутствие крупных тел основных пород среди сиалических пород коры является фактом большой важности. Речь идет о меланократовых габбро, перидотитах и серпентинитах и связанных с ними дифференцированных породах: норитах, анортозитах. По крайней мере большая часть вещества этих основных пород имеет глубинное происхождение в связи с их железо-магнетизальным химическим составом, отличным от состава окружающей среды.

Это крупное, относительно редкое явление кажется характерным для докембрия в пространстве и во времени. Однако этот факт может быть лишь кажущимся, поскольку необходима большая глубина эрозии для того, чтобы можно было увидеть эти основные тела по причине их пологого залегания за преде-

лами орогенических зон. Наиболее известны залежи Бушвельда, Дулута, Сёдбери. Они имеют форму *лополитов*, т. е. крупных плоских тел, дно которых прогнуто благодаря весу или подстилающей пустоте, обязанной удалению вещества. Это — противоположность формы лакколита и в значительно более крупном масштабе. Лополиты, вложенные в осадочные метаморфические толщи, возможно, имеют в широком смысле трещинный, более или менее центральный и, вероятно, множественный корень. Наиболее крупным является лополит Бушвельда, вписанный в овал 400×200 км с мощностью около десяти километров.

Эти основные породы залегают в виде правильных, очень сильно дифференцированных пластов, так как они варьируют от перидотитов и пироксенолитов до лейконоритов и анортозитов. Детали и наглядное представление можно найти в другой работе [274]. Стратификация подобного рода встречается и в других телах основного состава, не только в лополитах, но она обычно менее контрастна, чем в Бушвельде.

Офиолиты в орогенах

Линзовидные массивы «зеленокаменных пород», т. е. основных и ультраосновных пород вдоль орогенических зон встречаются чаще крупных тел предыдущего типа. Следует добавить, что крутое залегание этих массивов способствует их обнажению на любом уровне эрозии и препятствует тому, что они могли бы остаться незамеченными. Речь идет о совокупностях, называемых *офиолитовыми комплексами*, образованных перидотитами и пироксенитами, габбро и долеритами, иногда сопровождаемыми более кислыми дифференцированными породами, обычно диоритового состава. К ним присоединяются базальты и иногда они венчают всю совокупность: это — подводные потоки в морских бассейнах, расположенных вдоль рождающихся орогенов. Все эти образования смяты в складки и дислоцированы, разбиты надвигами и раздроблены вместе с осадочными образованиями орогенов. Рассматриваемые зеленокаменные породы часто метаморфизованы: габбро и долериты превращены в амфиболиты, гипербазиты более или менее изменены (серпентинизация, уралитизация), в то время как осадочные породы переходят в паранейсы и слюдяные сланцы.

Отметим каледонский пояс Скандинавии с его зеленокаменными породами, богатыми скоплениями пирита, и его продолжение в Шотландии; герцинский пояс Урала и его платиноносные и хромсодержащие габбро и дуниты; альпийскую цепь с габбро и серпентинитами вдоль осевой метаморфической зоны Альп Западной Европы, с хромитсодержащими серпентинитами вдоль динарской ветви Югославии, Греции, Анатолии, Ирана, Пакистана. Также и альпийские пояса периферии Тихого океана,

особенно Новая Каледония, Сулавеси, Филиппины, Хоккайдо (см. фиг. 55) и некоторые сегменты крупных хребтов обеих Америк.

Часть этих зеленокаменных пород интерпретируется как потоки основного состава подводного вулканизма. Этот факт проявляется особенно четко для тех пород, которые приняли облик *спилитов*, иногда со структурой «подушечных лав» (*pillow-lavas*). Также обстоит дело и для других пород, которые с ними ассоциируют географически и имеют зернистый облик габбро. Например, М. Лемуан [203] наблюдал, что габбро и серпентиниты Кейра (франко-итальянские Альпы), занимающие определенный стратиграфический уровень, ассоциируют с радиоляритами и местами проявляют облик подушечных лав.

Однако это не исключает существования интрузивных зеленокаменных пород в свите орогенических габбро. Роговиковые контакты могут, очевидно, обосновывать подобную интерпретацию. Возле этих зеленокаменных пород складчатых поясов проявляются также и граниты. Некоторые из них путем дифференциации связываются с габброидными породами. Их примеры мы отмечали в главах VIII и XIV. Наконец, другие пересекают складчатость и являются более поздними.

Эта сложная эволюция и эта ассоциация различных плутонических и вулканических пород, в которых основные члены играют весьма значительную роль, навязывают мысль, что *крупные орогены захватывают кору на всю мощность и, вероятно, также некоторую часть верхней мантии*. Орогены дают повод к обширному перемешиванию земного вещества между глубинами и поверхностью земного шара, при помощи которого вещество симы перемещается сквозь толщи, либо в виде подводных потоков, либо в виде магматических интрузий или механической инъекции твердых осколков перидотита, или быть может путем продвижения «основных фронтов», как это было видно в более мелком масштабе вокруг гранитных ореолов.

Уместно здесь вспомнить крупные массивы анортозитов и лейконоритов, встреченные в пределах высокометаморфизованных (чарнокитовых) формаций нижнего докембрия. П. Мишо [228] установил в Рогаланд, в Норвегии, их сложную геологическую историю в связи с тектоническими фазами очень крупного размаха в основании коры. Габброидный и синтетонический характер этих массивов позволяет сопоставлять их с роями орогенических зеленокаменных пород молодых поясов, но масштаб анортозитовых массивов является более крупным.

В офиолитовых комплексах наблюдаются мощные линзовидные обрывки *перидотитов*, местами залегающие кулисообразно и заслуживающие особого внимания. Эти серпентинизированные или несерпентинизированные породы пересекаются и венчаются габбро, долеритами и другими более кислыми дифференцированными породами (диоритами) офиолитовой серии, причем все это заканчивается подводными базальтовыми потоками ассоци-

ированных геосинклинальных серий. Перидотиты проявляются как крупные растянутые стратиформные плиты, мощность которых может достигать нескольких тысяч метров, а протяженность — десятков километров. Как мы уже отмечали, габброидные магмы вполне могут породить перидотиты путем гравитационной дифференциации на любом горизонте в земной коре.

Но удивительным в гипотезе дифференциации является большой масштаб ультраосновных плит. Вместе с тем идея о вулканических потоках или о плоских магматических интрузиях перидотитовой магмы наталкивается на трудности. В современном вулканизме неизвестны магмы такого состава, факт, объяснимый аномально высокой температурой, которая была бы необходима. Различные авторы предлагали хитроумные объяснения для того, чтобы сохранить симили-вулканическую гипотезу для этих перидотитов: тонкая пыль кристаллов оливина с небольшим количеством связующей базальтовой жидкости, в конечном счете удаляемой; кумуляты тяжелых кристаллов; образование путем декантации (отцеживания); образование гидратированной магмы, способной кристаллизоваться при умеренной температуре в виде серпентинита, причем последний впоследствии подвергся перекристаллизации, сопровождающейся дегидратацией.

Г. Хиссляйтнер, специалист по хромитам Балканского полуострова и Турции, указывал ранее, что крупные плиты перидотитовых офиолитов, по-видимому, ведут себя как инородные тела, увлекаемые пассивно тектоническими деформациями среды: индивидуализированные в ходе древних орогений, они, по-видимому, были вновь оживлены и вновь увлечены более поздними орогенениями.

В. П. де Рёвер [290] и другие предполагали, что перидотиты могли бы даже представлять собой массы, отделенные от мантии в твердом состоянии и увлеченные пассивно вверх с самого начала крупными орогеническими движениями. Позднее некоторые авторы предпочитали видеть в них осколки океанической коры, т. е. материала, непосредственно наложенного на мантию. Во всяком случае в этих гипотезах естественно логичной является их ассоциация с глубинными магмами основного состава (долериты, базальты). Но как это отмечает М. Фонтей, эти магмы, которые пересекают перидотиты в виде даек габбро и долеритов, и, таким образом, являются более поздними, независимы от этих перидотитов. В некоторых случаях парагенезис перидотитов и связанных с ними пироксенолитов (оливин, пироксены, гранаты, шпинели), принимая во внимание химические составы этих минералов, указывает на температуры и давления, слишком высокие для коры, но существующие в верхней мантии. По данным Ж. Корнпробста [184, 185], это, по-видимому, случай ультраосновного массива Бени-Бушера, Северное Марокко, и массива Альпухаридес в Южной Андалузии, Испания.

Перидотитовые включения в базальтах. Кимберлиты

Некоторые потоки и пирокластические брекчии щелочных базальтов содержат значительное количество блоков перидотита угловатой формы размером в несколько дециметров, вещество которых обладает иногда структурой, близкой к структуре метаморфической породы. Точные исследования в многочисленных случаях смогли доказать, что эти перидотиты не равновесны с магмой, которая их содержит (контрасты химического состава их породообразующих минералов и действительных или потенциальных минералов базальта). Следовательно, это — не скопления обычных фенокристов этого базальта. Они рассматриваются как обломки верхней мантии, вырванные в зону образования базальта и перенесенные к поверхности Земли при подъеме лавы. Отметим вулканические излияния четвертичного возраста Ардеш в Центральном Французском массиве, изученные Э. Берже [23].

Необходимо упомянуть также тела алмазоносного кимберлита Южной Африки и Сибири, парагенезис которого характеризуется такими условиями давления и температуры, которые могут существовать только на большой глубине внутри мантии.

ГРАНИТЫ

Главные категории

Успехи исследования наиболее древних земных формаций в сочетании с успехами радиометрической хронологии и исследования планет указывают сегодня на то, что условия земной коры в самые древние эпохи ее истории были весьма отличные от тех, которые превалировали в ходе геологического времени, что развитие геосинклиналей и орогений началось лишь после весьма длительного периода, следующего за образованием земного шара. Основы этих понятий были изложены Е. В. Павловским [249] на базе изучения наиболее древних формаций в структурах Алдана, Украины, Фенноскандии и сравнения с другими «катархейскими» комплексами Южной Африки и Америки, при этом и те и другие были выделены преимущественно с помощью радиометрических возрастов*, но также по их характерным петрологическим и структурным особенностям и соотношениям с геологическим обрамлением.

Первичная земная кора, образованная около 4500 млн. лет, была габбро-норитовой или базальто-толейитовой. Может быть в ней проявились поверхностные потоки перидотитового состава, как это наблюдается в самых древних фундаментах Южной

* Миллион лет является обычной радиохронологической единицей. Возраст считается в обратном порядке от 5000 или 6000 млн. лет до 0, соответствующего современной эпохе.

Африки и Австралии [резюме и библиография в 298]. Эта первичная кора представляет собой «лунную стадию» М. З. Глуковского и Е. В. Павловского [130] или догранитную стадию эволюции земного шара.

В противоположность Луне, лишенной атмосферы, на земной коре вода смогла появиться как только поверхность достаточно охладилась. В то же время деформация этой еще тонкой коры создала крупные плоские депрессии и приподнятые зоны. Эрозия выступающих частей вызвала аккумуляцию осадков в бассейнах совместно с продуктами вулканизма, который протекал в то же самое время. Весь этот материал преимущественно основного характера обнаруживается в обширных «ядрах зеленокаменных пород», установленных в пределах наиболее древних формаций современных континентов. Стадия развития земной коры, обусловленная значительными положительными и отрицательными движениями, устанавливаемыми в настоящее время по наличию таких ядер, Е. В. Павловским и М. К. Марковым [250] была названа «нуклеарной стадией».

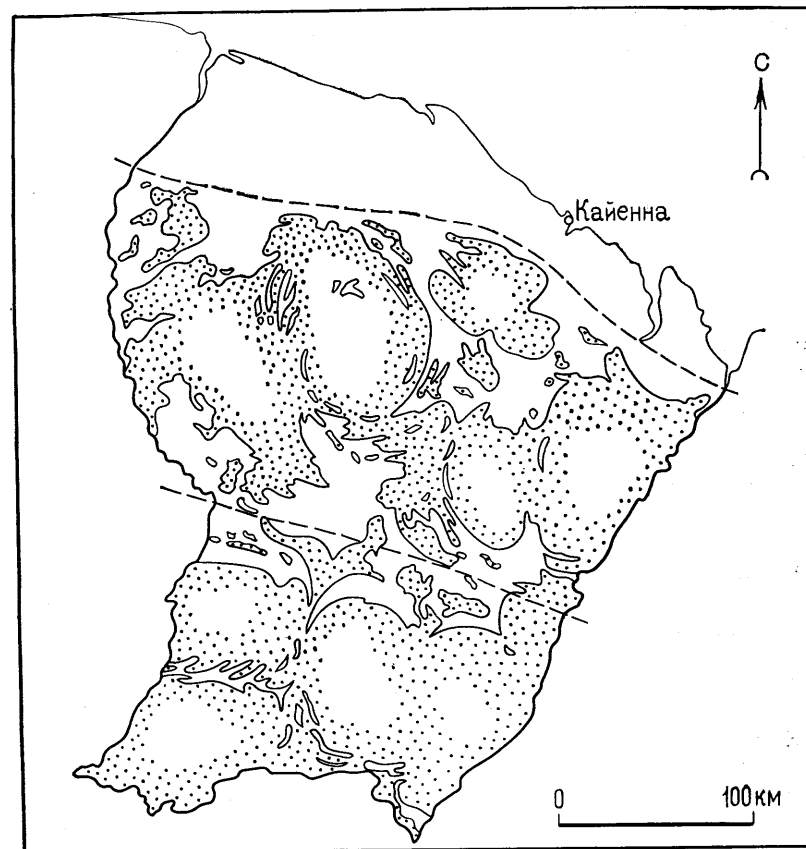
Осадки были образованы граувакками и хлоритовыми сланцами, возникшими из основных пород. В них включаются также и химические отложения: кремнистые, железистые, глиноземистые, происходящие из продуктов метеорного выветривания выступающих из-под воды зон. Поверхностная геодинамическая активность и активность глубинной среды, поддерживая и увеличивая равновесные разрывы с вертикальной составляющей, и метаморфизм уже сильно дифференцированного вещества, обогащенного кремнеземом, вызвали кристаллизацию первых гранитов около 3500 млн. лет назад и утолщение континентальной сиалической коры. Нуклеарная стадия характеризуется отсутствием складчатости, т. е. поля горизонтальных тектонических сил. Действительно, осадки этой эпохи не проявляют структурных направлений регионального расширения; бассейны и выпуклости не имеют определенных линейных очертаний. Первые граниты имеют форму крупных плоских овальных куполов (диаметром от нескольких десятков до 100 км и более), группирующихся в виде роев без явного порядка, подобных огромным волдырям на «лице Земли», если говорить словами Эдуарда Зюсса. Образование первых гранитов произошло, таким образом, согласно уже упомянутому взгляду В. Неувенкампа (с. 15).

Мало-помалу ситуация изменялась и приблизилась к той, которую мы знаем, т. е. произошла эволюция коры, включающая орогенетические циклы и другие этапы развития: геосинклинали, метаморфизм, орогенетическая складчатость, вертикальные движения, континентальный дрейф.

По мнению Е. В. Павловского, первые граниты могли бы, таким образом, вести свое начало от 3500 млн. лет и начало орогенетических эпох приблизительно от 2500 или 2000 млн. лет.

Эти граниты, по-видимому, продолжали развиваться в течение 1 млрд. лет в течение эпох первичных континентальных платформ и примитивных геосинклиналей, практически в тех же самых районах и с тем же самым общим расположением.

Фиг. 61 показывает граниты этого рода для Гвианской платформы по данным Б. Шубера [47]. Эти граниты, по-видимому, связываются с гранитизацией, которую он называет «илейской» и помещает между 4200 и 2600 млн. лет; но они неоднократно подвергались реювенации. Первоначально они должны были составлять каркас крупного примитивного кратона [48].



Фиг. 61. Схема главных гранитов Гвианы (Фр.), по [47], упрощенно. Точки — граниты, белое — осадочные, вулканические и метаморфические формации, относящиеся к нескольким докембрийским орогенетическим циклам. Черточками показаны северная граница древнего кратона и прибрежной зоны; внутри кратона тектоническая депрессия Иинии

По мнению Э. Вегманна (устное сообщение), самые древние граниты между Барбертоном и Свазилендом, Южная Африка, включают мощные пегматитовые жилы, указывая на процессы, аналогичные процессам более молодого возраста.

Однако, так как мы наблюдаем такие граниты только в сохранившихся ограниченных участках древних фундаментов, почти невозможно уточнить эволюцию первоначальных гранитов, их реювенацию и ту роль, которую они могли играть во всей совокупности земного шара. Поэтому попытаемся сделать это для гранитов, которые следовали за ними после 2500 или 2000 млн. лет. Мы будем различать *граниты кратонов и орогенические граниты* [272].

Граниты кратонов. В противоположность старому мнению Р. А. Дэли, согласно которому гранитные массивы располагаются только вдоль орогенических зон, существуют также граниты кратонов. Напомним, что *кратоны*, или цоколи, являются крупными жесткими континентальными блоками в данную геологическую эпоху и между которыми помещаются относительно узкие орогенические зоны, интенсивно деформированные и смятые в складки в ту же самую эпоху. Кратоны приобрели свою жесткость в результате складчатости значительно более древних эпох или непосредственно в стадию нуклеации.

Как показал Э. Вегманн [385, 386, 387], эти кратоны, однако, не являются инертными и их жесткость лишь относительна, так как интенсивная тектоническая деформация в орогенических зонах продолжается. Они поднимаются или погружаются, местами коробятся, разбиваются при сжатии или при растяжении в зависимости от конкретного места. С давних пор хорошо известен вулканизм, связанный с этими эпизодами; но крупные граниты развиваются также совместно с мигматизацией или без нее.

Е. В. Павловский [248] уже настаивал на связи гранитоидных массивов с крупными трещинами и линейными складками, затронувшими в мезозойскую или третичную эпоху очень древние кратоны. Он указывает на их наличие в районе оз. Байкал и на Алдане и предполагает их значительное развитие в Китае. Случай, отмеченные П. Тейларом де Шарденом [329], в этой стране, относятся, вероятно, к этому типу.

Хорошо охарактеризованные граниты кратонов были выявлены М. Арну [1] в Африке (Берег Слоновой Кости) в древних сооружениях, разделяющих подвижные зоны бирримийского орогенического цикла. Возраст этого цикла грубо составляет 2000 млн. лет, но в действительности состоит из нескольких фаз, продолжающихся от 2300 до 1800 млн. лет, по мнению Б. Тагини [327], который разделил эту орогению на последовательные движения.

Граниты кратонов легко наблюдаются в более молодые периоды, как, например, щелочные граниты серии Гардар позднего

докембрия Южной Гренландии; «готические» граниты (1000 млн. лет) Швеции, выделенные Г. Р. фон Гертнером [122]; крупный герцинский батолит Чешского леса и некоторые массивы той же эпохи в древнем фундаменте Вогезов [149]; граниты Уайт Маунтин, Нью-Гемпшир, США, относимые к пермо-триасу, на постпалеозойском пенеплене.

Некоторые граниты кратонов имеют субвулканическое залегание либо потому, что они образуют мелкие массивы в группах, содержащих штоки или дайки пород эффузивной фации, либо потому что они переходят в такие фации путем непрерывного перехода. Отметим граниты рапакиви верхнего докембрия Балтийского щита и фундамента Украины. Некоторые граниты Сарро и Зенага в Южном Марокко [106] также позднего докембрия, принадлежат к кратону, образованному после выравнивания крупных орогенических поясов значительно более древнего докембрия. Наконец, кальдерные граниты вдоль линейментов в древних фундаментах, как, например, граниты Намибии (пермь или юра) или граниты Нигерии и Аира (мел), входят в эту категорию.

Многие крупные массивы гранитов кратонных областей представляют, вероятно, продукты *реювенации* значительно более древних гранитов, более или менее повторно мобилизованных, перемещенных, контаминированных в ходе этого процесса. По Ж. Амёру, это — случай Вогезов, а также гранита Гере в среднем кратоне Оверни [46].

В противоположность этим палингенетическим гранитам, другие граниты кратонов связаны, по-видимому, с дифференциацией основных лополитов: красный гранит Бушвелда, гранофир Сёдбери и т. д. [372]. Они являются щелочными. Г. Р. фон Гертнер весьма справедливо настаивал на щелочном характере кратонного вулканизма и плутонизма глубинного происхождения.

Орогенические граниты. Они образуют вторую крупную категорию и, очевидно, более развиты, чем граниты кратонных областей. Впрочем, они часто «въедаются» в кратоны по соседству с орогеническими зонами. В гл. XIV было показано, что они следуют по нескольким путям развития, один — управляемый с самого начала нормальной известково-щелочной дифференциацией, другой, где в первые орогенические фазы преобладающее значение имеет мигматизация. В обоих типах позднее появляются позднектонические граниты в виде локализованных массивов, где вновь и неоднократно накладывает свой отпечаток известково-щелочная дифференциация. В начальные фазы общей эволюции синкинематический характер крупных плутонических тел с мигматизацией или без нее выражается ясно. Региональный метаморфизм предшествует, сопровождает или следует за этими начальными фазами.

Изучение позднектонических гранитов ставит ряд проблем.

Это — локализованные батолиты, поднятые очень высоко в эпигеосинклинальные и анхриметаморфические формации, т. е. они были неравновесны со своим обрамлением [371]. Они развиваются в складчатых зонах, но также и в соседних блоках кратонов. По известково-щелочному химизму они часто относятся к дифференцированным габбро-гранитным сериям и имеют преимущественно гранодиоритовый состав. Эти батолиты часто сложные: с периферическими тоналитовыми и даже габброидными зонами.

В герцинских цепях Западной Европы начальные отношения $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ этих гранитов низкие (между 0,710 и 0,704), но не настолько низкие, как начальные отношения мантии [363, 364]. Это может внушить мысль о глубинном происхождении в зоне химической контаминации или ассимиляции основания коры вблизи мантии. Но было бы преждевременным делать выводы в этом смысле.

Очень важным является случай *тихоокеанских орогенических зон* вдоль границы континентальной и океанической коры. В них локализуются наиболее обширные граниты в мире, по крайней мере на американском побережье, так как супергруппы батолитов там продолжают и следуют друг за другом от Аляски до Огненной Земли. Вследствие их габбро-гранодиоритовой дифференциации (сложные батолиты) и чрезвычайно низких начальных отношений $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (порядка 0,707 для Северной Америки, по данным Г. Фора и Дж. Л. Поуелла) [105] предполагалось, что эти породы образовались под влиянием мантии. Надвигание континентальной коры на океаническую по поверхности Бенюфа, которая предполагается погружающейся на восток, под континент, могло бы вызвать плавление континентальной коры, особенно мощной вдоль этой линии, согласно представлениям Дж. Джиллюли [128]. Вероятно, в наиболее глубоких горизонтах в грандиозном масштабе происходит процесс анатексиса — ассимиляция — дифференциация. Здесь не наблюдается синкинематических гранитов как в варисских или каледонских поясах Европы: это, быть может, отличительная черта между интраконтинентальными (интракратонными) складчатыми поясами и поясами океанической окраины.

Глубина становления гранитов

М. С. Уолтон [371] подчеркнул различие между гранитами, находящимися в равновесии со своим геологическим обрамлением с точки зрения степени метаморфизма этого обрамления, и гранитами, не находящимися в равновесии. Действительно, граниты, локализованные в катазоне или мезозоне регионального метаморфизма, не проявляющие практически контактовых ореолов, кристаллизовались в условиях равновесия с этой средой и на глубине, которая соответствует этому равновесию. Граниты, которые появляются в эпизоне или в неметаморфизованных

толщах и воздействуют на свою оболочку, образуя ореол, внедрили на значительно более высокий горизонт и там закончили свою кристаллизацию. Подобные массивы могли распространяться до расстояния от поверхности порядка 1000—2000 м, если речь идет о субвулканических гранитах. В противоположность этому граниты катазоны могли остаться на глубине порядка 20 км и более, если речь идет о метаморфических сериях нормальной мощности.

Прямые определения путем оценки мощности формаций, первоначально перекрывавших кровлю гранита и впоследствии удаленных эрозией, дают цифры, согласующиеся с указанными выше интервалами. Не скрывая весьма приближенного характера таких оценок, особенно в складчатых областях, можно отметить следующее. Р. А. Дэли [70] считает, что кровля различных батолитов в момент их образования находилась на глубине 600—6000 м. Г. Ф. Лафлин оценивает глубину становления батолитов района Хребтов Бассейна, США, в округе Тинтик в 1000 м. Дж. Бэррел [цит. по 316] считает, что становление батолита Мерисвилл, Монтана, происходило на глубине 1300 м. П. Депюжоль и Х. Термье [80] определяют глубину становления батолита Ульмес, Центральное Марокко, в 5000 м. По мнению, которое Э. Вегманн любезно согласился нам сообщить, цифры от 15 до 30 км, рассматриваемые различными авторами, вероятно, сильно преувеличены, особенно в отношении последней цифры.

Во всяком случае нужно *отбросить мысль, что плутонические породы обязательно являются очень глубинными*. Само собой разумеется, что эти оценки касаются конечной глубины кровли затвердевшего батолита и что в некоторых случаях происхождение в среде первоначального образования может быть значительно более глубинным. С другой стороны, вопрос плохо поставлен и не имеет решения, когда речь идет о реювенированных гранитах, случае, вероятно, частном.

Мигматиты и гранитизированные пространства земной коры

Переход нижней части серий регионального метаморфизма в гранитизированные пространства был выявлен в начале века. Вообще говоря, наблюдается конвергенция нижних гнейсов и мигматитов в глубоких горизонтах. Можно было бы предположить существование всеобщего субстрата гранитных мигматитов и гомогенизированных анатектических гранитов. Однако, как это было показано в гл. IV, мигматиты, начиная со «дна» на глубину могут исчезать. В самом деле, с 1952 г. А. Ное-Нигаард и А. Бертельсен описали в Гренландии наложение мигматитов на чарнокитовые гнейсы.

Этот процесс для герцинской области Восточных Пиренеев был проанализирован Г. Гитаром [146], М. Фонтеем и Г. Гитаром [115, 116] А. Отраном, М. Фонтеем и Г. Гитаром [3]. На-

чина с изограды ортоклаз — силлиманит в гнейсах регионального метаморфизма и в среде с достаточным парциальным давлением воды, реализуются условия анатексиса и осуществляется мигматизация с образованием гранитов. Но в пределах этой серии более высокое литостатическое давление уменьшает пористость, препятствует распространению интерстиционной воды или более широко мобилизованной воды и подавляет мигматизацию, придавая анатексису точечный и рассеянный, хотя и повсеместный характер. Таким образом, после одной или нескольких сотен метров мигматитов метаморфическая серия вновь становится гнейсовой с катагнейсами, затем чарнокитовыми гнейсами. Напомним, что этот тип мигматитов, встреченный также в Центральном Французском массиве, был назван Ж. Юнгом и М. Роком [176] *стратиформными мигматитами*.

Тем не менее протяженность и мощность гранитных мигматитов часто весьма больше и значительно крупнее, чем у только что рассмотренных стратиформных мигматитов. Обширные пространства кратонов мигматизированы, подсказывая вывод о безграничном гранитном пространстве «вплоть до бесконечных глубин», и можно было бы представить себе перманентную гранитную мигму в мобильном более или менее магматическом состоянии на всей периферии земного шара. Но это только видимость. В действительности же гранитные мигматиты не составляют универсального субстрата континентальной коры и самые глубокие ее зоны часто сложены кислыми или основными гнейсами чарнокитовой ступени (гранулитовой фации Эскола). В других местах континентальная кора включает много «мертвых» мигматитов: но в какой-то момент геологического времени активные мигматиты (мигма) имеют лишь ограниченную, хотя и региональную распространенность. Например, они отсутствовали в коре в тех районах и в те эпохи, когда извержения симатического базальта (плато-базальты) происходили без участия сиалических магм.

Крупные объемы мигматитов развиваются, в частности, вдоль орогенических зон в областях инфраструктуры Э. Вегмана. Может быть, они развиваются также и в других местах за пределами орогенов и, возможно, что некоторые крупные гранитные батолиты даже внеорогенные, базируются на мигматизированных пространствах и питались подстилающими активными мигматитами.

Эволюция во времени

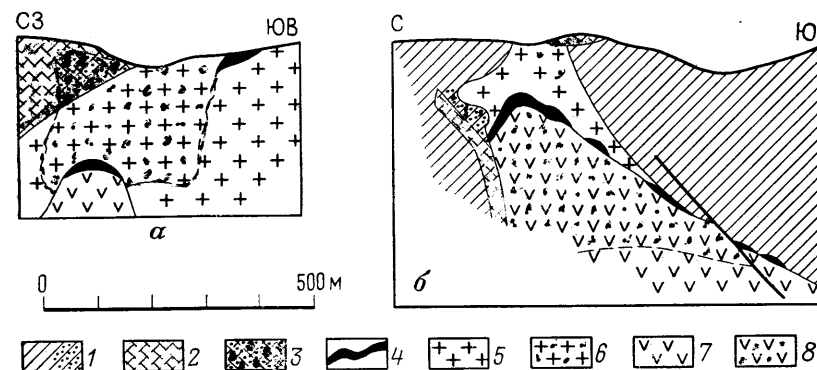
Очевидно, что эволюционная схема мигматиты — батолиты является слишком простой. Сложность эволюции вытекает из тщательного хронологического анализа в различных масштабах.

В локальном масштабе батолита кажется, что внедрение происходит последовательными «порциями», по крайней мере в некоторых случаях, и причина этого неизвестна. В качестве при-

мера укажем пермские оловоносные граниты Рудных гор в Центральной Европе. Там горные работы показали, что штоки Альтенберг и Садисдорф образованы вложением по крайней мере двух интрузий, которые следовали друг за другом (фиг. 62). Некоторые сложные батолиты (см. гл. III) могли образоваться таким же способом во время магматической дифференциации.

В более крупном масштабе времени и пространства это — более не «порции», а последовательные вулканоплутонические циклы, как показано в гл. XV, для герцинской истории на северо-востоке Центрального Французского массива. Или строго гранитные циклы, характерные, например, для различных гранитов герцинского возраста Средних Вогезов [97], для гранита Монт-Лозер в Центральном массиве [230] или для некоторых батолитов Кордильер Запада США, таков же массив Иньо, Калифорния, так хорошо представленный К. Б. Краускопфом [188] в «Рассказе о десяти плутонах» («The story of ten plutons»). В этих примерах проявляется возможная корреляция плутонических циклов с последовательными эпизодами тектонических пароксизмов, по-видимому, допускающая значительные разрывы во времени между двумя порядками явлений. Речь идет не о простой глубинной магматической дифференциации, поскольку в этой эволюции несомненно принимают участие вмещающие геологические формации путем анатексиса, ассимиляции, тектонической деформации.

Наконец, в самом крупном масштабе, время которого оценивается десятками миллионов лет и который в пространстве может охватывать несколько орогенических ветвей, широко выхо-



Фиг. 62. Оловоносные граниты Рудных гор, внедрившиеся последовательными «вспышками» («bouffées»).

а — гранит Альтенберг (по Гедриху); б — гранит Садисдорф (по Ольснеру).
1 — гнейс (с точками — грейзенизированная фация); 2 — кварцевый порфир; 3 — грейзенизированный порфир; 4 — залежи пегматитов (Stockscheider); 5 — внешний гранит; 6 — внешний гранит грейзенизированный; 7 — внутренний гранит; 8 — внутренний гранит грейзенизированный

дя за их пределы, мы наблюдаем вулcano-плутонические *суперциклы*. Таковы позднемеловые и миоценовые гранитоидные свиты Балканского полуострова (см. фиг. 60), эшелонированные породы от триаса до миоцена в Кордильерах Запада, США, и в Скалистых горах, батолитовые группы от мела до миоцена горных хребтов Анд.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гранитоиды представляют собой наиболее характерный материал континентальной коры, в то время как крупные совокупности основных пород в ней обнаруживают инородный облик и обычно кажутся пришедшими из значительно более глубоких горизонтов. Принимая во внимание, что мигматиты, занимающие крупные пространства, преимущественно гранитные и возникают при анатексисе осадочных метаморфических серий или плутолитов и кислых вулканитов, можно принять, что они образовались в результате мобилизации или повторной мобилизации вещества континентальной коры. Также обстоит дело и с гранитами, которые с ними связаны.

Это не исключает образования некоторых гранитов в результате дифференциации глубинной симической магмы (Дэли, Ван Беммелен). Мы показали несколько примеров в пользу этой идеи в нескольких главах этой книги. Возможно, что такой процесс был особенно активным более 2000 млн. лет назад, когда континентальная кора была, по-видимому, еще очень тонкой. Затем переработка этого примитивного силла значительно способствовала образованию современной коры.

Как бы то ни было, гранитизация в широком смысле (трансформации и интрузии) является одной из главных «функций» континентальной коры. Она, вероятно, также отражает влияние мантии. Она имеет такое значение, что наибольшая часть коры состоит из гранитоидов. Этот процесс не является ни однородным, ни непрерывным, а представляет собой различные эпизоды. Мы почти ничего не знаем об их последовательности и их действительном значении, и эволюция глубинных зон планеты на границах мантии еще неизвестна.

Глава XVII. ПРОБЛЕМЫ И ГИПОТЕЗЫ

Вопрос о способе образования и становления гранитов всегда остается открытым. На протяжении всей этой книги виден набор противоречивых по внешности явлений для различных эпизодов образования гранита: магматические или метасоматические точ-

ки зрения; перемещение материала или химическая эволюция на месте; химическое изменение среды или сохранение химизма существовавших до гранита пород; статические (собирательная кристаллизация) или динамические (влияние напряжений) эффекты; кристаллизация в пустотах или бластез в кристаллическом веществе. Эта множественность взглядов является нормальной и необходимой, так как многократно доказано геологическими наблюдениями, что гранит представляет собой *конвергентный тип* и, следовательно, конечный член нескольких абсолютно различных эволюций.

Дополнительный аргумент в пользу этой множественности эволюции дается разнообразием начальных отношений Sr^{87}/Sr^{86} гранитов, которые, как это считается, характеризуют исходную среду происхождения гранита. Эти отношения приближаются то к отношению мантии, то к отношению средней коры со всеми промежуточными значениями [105].

Поскольку гранит является конвергентным типом, бесполезно смешивать в одну кучу все наблюдения, касающиеся любых гранитов. Нет никакой вероятности, что они будут согласовываться друг с другом. Следовало бы искать корреляции для одного и того же определенного типа гранита. Главное значение для понимания естественной истории гранита имело бы рассмотрение «тектонических этажей» Э. Вегманна, т. е. места во времени и в пространстве каждого отдельного гранита в структурной эволюции данного участка земной коры. Это главное понятие еще слишком часто не признается. Например, смешиваются наблюдения, сделанные в каком-нибудь субвулканическом граните и в крупном синтетектоническом батолите; или, еще, наблюдения, сделанные в двух орогенах с глубоко различной историей.

Главная трудность интерпретации выступает в связи с *фактором времени*: в ходе создания какого-либо гранита условия значительно варьировали. Гранит формировался постепенно путем ряда последовательных переработок, о которых свидетельствуют, например, эндометасоматические изменения конца кристаллизации. Эта трудность была замечена П. Мишо [226], который для некоторых массивов устанавливает равновесие с их обрамлением лишь в конце их становления. Нужно было бы суметь определить последовательные равновесия, которые управляли эволюцией каждого гранита, и затем сравнить граниты, следовавшие по пути той же самой эволюции. К несчастью мы очень далеки от возможности надежного и точного разделения гранитных массивов с точки зрения их эволюции. Эту эволюцию следовало бы разложить на частичные строго определенные явления, как это сделал Ф. К. Дрешер-Каден [88] для нескольких стадий кристаллизации гранита. Следовало бы суметь выявлять стертые переходные эпизоды. В настоящее время можно лишь ожидать туманного видения явлений гранитизации, полученного на основе тех характерных черт, которые представляются более

важными и более частыми. Их выбор, очевидно, содержит некоторую долю объективизма.

После обзора некоторых сторон образования гранита, которые хорошо известны: температура, продолжительность эволюции, воздействие воды и щелочей, мы напомним *состояние гранитного вещества до его кристаллизации*, затем *возможные механизмы становления* гранита. Вот два комплекса проблем, которые не могут содержать простых ответов, так как ответы, вероятно, должны быть различными или иметь глубокие оттенки в каждом случае. Однако, можно поставить проблемы.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТА

Температура

Минералы, которые образуются в определенном интервале температур, называются «геологическими термометрами». Однако температуры образования чрезвычайно варьируют в зависимости от присутствия каких-либо примесей, какого-либо растворителя и в зависимости от концентрации этих веществ. Тем более в природе, где условия нам обычно точно неизвестны, эти температуры определяются плохо и должны пониматься лишь с широким приближением. Прямые измерения были возможны только для современных вулканических лав, они дали температуры порядка 800—1200°C. В случае гранитов мы видели, что концентрация в среде воды и пневматолитов способна значительно понижать температуру кристаллизации минералов.

Сначала мы рассмотрим некоторые указания, представляемые кристаллизацией кварца и полевого шпата, затем результаты экспериментальных исследований плавления и, наконец, метод коэффициентов распределения элементов между парами минералов.

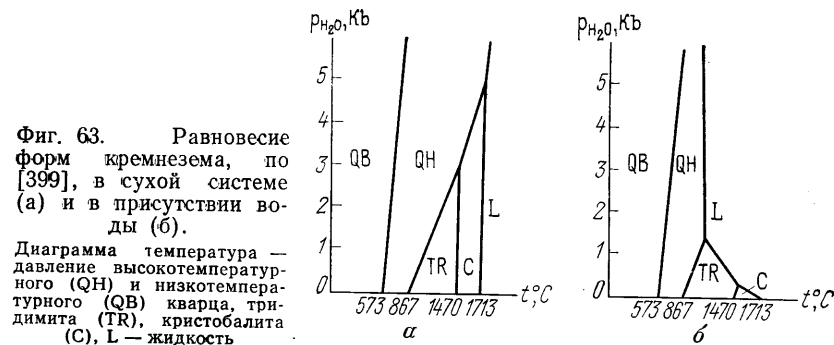
Кварц. Кварц, который рассматривается как один из последних минералов, кристаллизующихся в граните, кажется прошедшим через разновидность, устойчивую выше 573°C, в которую превращается при нагревании кварц, образованный при обычной температуре, причем трансформация является обратимой. Образованный в граните выше этой температуры, он затем, по видимому, приобрел свое современное низкотемпературное равновесие. Этот факт подсказывается бипирамидальной формой некоторых из гранитных кварцев, а также и некоторым раздроблением, связанным с напряжениями изменения состояния. Точка трансформации кварца повышается приблизительно на 1°C при возрастании давления на 40 бар. На глубине 25 км в континентальной коре трансформация происходила бы приблизительно при 750°C. Это был бы минимальный предел температуры завершения кристаллизации наиболее глубинных гранитов. Для дру-

гих эта граница могла бы протянуться приблизительно до 600°C.

В пегматитах кварц этого рода встречается в первых фазах эволюции породы, а в поздних фазах — первичный низкотемпературный кварц (кристаллизовавшийся непосредственно ниже точки трансформации). Таким образом, кристаллизация здесь развивалась с той и с другой стороны температуры трансформации. Кажется, что дело обстоит таким же образом и в некоторых гранитах, где кристаллизация могла продолжаться и при более низких температурах, например граниты с миаролитовыми включениями.

Рассмотрим теперь верхнюю границу температуры кристаллизации гранитного кварца. Она ниже температуры лав, так как в граните никогда не находят тридимита или кристобалита — состояний кремнезема, устойчивых при высоких температурах. Более того, как отмечает С. Дж. Шенд [316], в обломках кварцевых пород, попавших в потоки лав, кварц изменяется в тридимит. Подобные же включения, обычные в плутонических породах, в особенности в гранитах, никогда не проявляют такой трансформации. Природные месторождения тридимита находятся в лавах; в некоторых из них его сопровождает более редкий кристобалит.

Сошлемся на диаграммы температура — давление равновесия и плавления кремнезема, сухого и в присутствии воды (фиг. 63), по Ж. Виару [399]. Принимая во внимание, что среда кристаллизации гранита всегда содержит некоторое количество воды, видно, что кварц мог бы начать кристаллизоваться, начиная приблизительно с 1100°C, если давление выше 1,5 кбар. Это соответствует роли воды, как «минерализатора»: «в сухую» кремнезем начал бы кристаллизоваться около 1700°C, проходя через кристобалит и тридимит при малых давлениях, и непосредственно в форме кварца, начиная с 5 кбар. Однако, практически, цифра 1100°C является чересчур высокой, так как исследования многочисленных ученых, таких как Добре, Ж. Фридель, Ж. Виар и Г. Саботье и др., вполне доказали, что щелочные элементы,



Полевые шпаты. Полевые шпаты гранита представлены так называемыми «низкотемпературными» разностями. С давних пор известно, что ортоклаз гранита никогда не относится к типу санидина, напротив, частого в лавах. Это, по-видимому, связано с тем, что температура не превышала 900°C. Микроклин, отсутствующий в лавах, очень часто встречается в гранитах; это — низкотемпературная форма. Для плагиоклазов, в которых по кристаллографическим данным выделяются низкотемпературные и высокотемпературные разности, именно первая представлена в гранитах, по крайней мере в преобладающей массе.

Некоторые щелочные лейкократовые граниты, характеризующиеся обильным пертитовым распадом в первоначально натрокалиевом полевошпате, названы «граниты гиперсольвус». В самом деле, полевошпатовый твердый раствор, сначала кристаллизовавшийся однородным образом, раздвоился в пертит, когда температура опустилась ниже температуры сольвус. А этот сольвус известен: при давлении 1—2 кбар его температурный максимум находится около 650°C. Таким образом, полевоый шпат гранита гиперсольвус кристаллизовался при температуре, более высокой, чем значения, близкие к 650°C для глубины 4—7 км.

Хотя химический состав гранита заметно отличается от вы-

С другой стороны, напомним результаты, полученные путем *экспериментального анатексиса* (см. гл. IV), т. е. действием, обратным предыдущему эксперименту. Было установлено, что значительное, хотя и неполное плавление природных горных пород происходит при температурах, варьирующих между 600 и 800°C, в зависимости от природы исходной породы, и при давлении 2000 бар. Полученная жидкость аналогична смеси Таттла и Боуэна. Следовательно, наблюдается хорошее соответствие в порядках величин температур.

С другой стороны, распределение различных элементов (Rb, Cs, Sr, Ba) было изучено Ж. Т. Ийямой [162], а распределение Na, K, Li, Rb, Cs — Ж. Л. Карроном и М. Лагашем [42] для пар гранитных минералов.

Заключение. Обычно принимается, что кристаллизация гранита происходит в интервале 900—600°C, в соответствии с правилом парагенезиса Розенбуша, по которому в обычных гранитах кварц кристаллизуется в конце. Связь гранита с пегматитами, где сосуществование двух кварцев указывает на температуру, располагающуюся с той и другой стороны от 600°C, дает нижнюю границу температуры кристаллизации кварца гранита на малой глубине в земной коре. Эта нижняя граница могла бы быть более высокой на больших глубинах (по вариации температуры точки перехода между двумя кварцами). Кроме этого, все температуры последовательных фаз кристал-

лизации других минералов, предшествующих кварцу, вероятно, также смещаются вверх, если в среде отмечается недостаток воды.

Интервал 900—600°C охватывает зону температур, вне которой маловероятна кристаллизация гранита (*за исключением конечной переработки ниже 600°C*). Но ничто не обязывает думать, что все граниты использовали весь этот интервал между началом и концом своей кристаллизации. Для некоторых из них вся эволюция могла совершиться в окрестностях 600°C. Серии регионального метаморфизма, очень хорошо изученные в отношении условий давления — температура, дают согласующиеся результаты. Глубинные граниты (чарнокиты) находятся в равновесии с глубиной катазоны при температуре порядка 800°C, а граниты мезозоны — с амфиболитовой фацией метаморфизма с температурами порядка 600°C [79]. Граниты эпизоны равновесны со своим обрамлением и, таким образом, не характеризуют интервал температур кристаллизации гранита [371].

Продолжительность эволюции

Главной характерной чертой гранита, как и других плутонических пород, вероятно, является большая продолжительность их термической эволюции по сравнению с вулканическими породами. Эта эволюция охватывает предварительные фазы мобилизации среды с разогреванием и конечные фазы консолидации и кристаллизации при охлаждении. Конечная кристаллизация происходит при относительно низких температурах, снижаемых благодаря присутствию пневматолитов. При вулканизме высокотемпературная магма, полностью сформированная, поступает из глубины и более или менее резко достигает низкотемпературного окружения. Ее кристаллизация связана с простым охлаждением в результате проводимости, уменьшения давления газа, излучения, если лава изливается на поверхность. Однако сгорание газов может затормозить охлаждение. Основное отличие от плутонизма состоит в быстром удалении пневматолитов при вулканизме, так же как и в обычно резком контрасте температур между магмой и стенками. Эти два обстоятельства ускоряют кристаллизацию вулканитов.

Но во всех случаях термический обмен с окружающими породами проходит медленно из-за слабой проводимости пород. По правде сказать, мы знаем лишь порядок величин. Рассчитано, что изверженная магма при 1000°C, введенная в горные породы с умеренной температурой, может вначале охладиться на несколько сотен градусов в 10 000 лет и затем все более и более медленно, при этом вся совокупность эволюции может быть порядка нескольких сотен тысяч лет. В то же время горные породы, соседние с магмой, сначала быстро нагреваются до какого-то максимума, затем охлаждаются, следуя аналогичному ритму

[308]. Эти расчеты рассматривают очень простые случаи, ограниченные небольшими размерами. Для крупных батолитовых объемов следовало бы, вероятно, рассчитывать эволюцию на миллионы лет.

Однако в случае плутонических пород явления значительно более сложные, чем для вулканической магмы. Действует не одна теплопроводность; перенос тепла осуществляется также путем распространения флюидов по различным путям; интерстиционные пространства вещества очень мелкого масштаба, более или менее густая сеть трещин, химические реакции, преимущественно эндотермические, минералов среды во времени нагревания, и частично экзотермические (гидратация) в конце охлаждения. Кстати, нагревание среды в ходе мобилизации, вероятно, не происходит постепенным образом, идет ли речь о метаморфизме или наполнении среды флюидами и ихором. Вероятно, обычны повторяющиеся «термические вспышки» (*bouffées*), если об этом судить по характерным особенностям многих образований с последовательными эпизодами (сложные батолиты, поздние дифференцированные штоки в окружающей среде крупных массивов). Позднее, при охлаждении, «термические вспышки» должны значительно задержать конец истории, как это показывают поздние сателлиты. Появляются, возобновляются, продолжают первичные или новые «горячие очаги». Конечно, причинность этих сложных эпизодов от нас ускользает.

Можно ли надеяться на оценку продолжительности в радиометрическом времени? Измерения возраста различных породообразующих минералов гранита, при сравнении с возрастом всей породы, позволяют надеяться на представления о хронологической амплитуде последовательной кристаллизации. Были получены интересные результаты: омоложение слюд, поздняя кристаллизация порфировобластов микроклина. Но этот род измерений имеет ограниченное значение. Иногда может быть определен сдвиг во времени сателлитов.

Тем не менее можно сравнить в общих чертах развитие магматических циклов с масштабом геологического времени. В гл. XV мы видели, что если имеется вулканизм, предшествующий или одновременный плутонизму, то существует также и более поздний вулканизм, который можно рассматривать, как заключение плутонизма. Мы полагаем, что в эту конечную фазу некоторые граниты орогенического цикла являются уже консолидированными и что глубинные части некоторых других гранитов этого цикла являются еще активными и действуют как термические очаги для конического вулканизма. Прежде, серии «гранитных вспышек» (*bouffées*) чередовались с вулканическими периодами. Можно представить себе, что пермский вулканизм для герцинского орогенического цикла Европы и миоценовый вулканизм для альпийского цикла представляют завершение соответствующего плутонизма. Порядок величин продолжитель-

ности охватывал бы, таким образом, несколько геологических ярусов: динантский до стефанского включительно или эоцен + олигоцен. Этот порядок величин продолжительности, который является и порядком величины продолжительности орогении с ее последовательными фазами, представляет собой несколько десятков миллионов лет для всей совокупности крупного гранитного явления, содержащего непрерывный ряд родственных гранитов и различного рода производные.

Подвижность воды

Значение воды в образовании и эволюции гранитных комплексов вытекает из разнообразных пневматолитовых явлений и явлений, которые связываются с анатексисом. Эта вода может быть мобилизована на месте: породы осадочных серий, конечно, содержат достаточно пропитывающей воды. Наоборот, метаморфические породы высокой или средней степени и древние плутонические породы содержат лишь весьма незначительное количество ее. В соответствии с тем, что развитие гранитного массива включает весьма значительную мобилизацию воды, это создает проблему. Изучение крупных осадочных бассейнов, особенно нефтеносных, обнаружило миграцию воды от центра к окраине бассейна на расстоянии в сотни километров и под покровной в несколько тысяч метров. Но часто гранитизация захватывает почти непроницаемые и почти безводные формации.

В главе «Рудоносность» мы видели, как можно представить себе процессы мобилизации и концентрации воды на глубинах в несколько тысяч метров внутри подобных формаций. С другой стороны, изучая термодинамические условия регионального метаморфизма, М. Фонтей и Г. Гитар [115, 116] показали, что вода ведет себя как вполне подвижная составная часть (система открытая для воды) при герцинском метаморфизме средней степени Пиренеев, т. е. до глубины изограды ортоклаз — силлиманит в пределах пелитовых серий. Глубже при катаморфизме той же самой серии дело обстоит уже не так. Эта констатация указывает на существование весьма обширных зон, где может существовать проницаемость, допускающая замедленный водный приток в масштабе времени регионального метаморфизма: масштабе, который, вероятно, соответствует эволюции отдельных гранитных тел.

Алькализация

С подвижностью воды связывается подвижность щелочей и, без сомнения, в меньшей мере кремнезема, может быть, даже глинозема. Так как естественно, что в надкритических и гидротермальных условиях микрорастворы обогащаются растворенными веществами. Кроме некоторых исключительных типов, осадочные породы могут содержать несколько процентов щело-

чей, в то время как гранит их имеет от 8 до 10%. Например, в серии шиферных сланцев, которая может содержать от 3 до 4% щелочей, не хватило бы половины того, что необходимо для обсаживания гранита без химического привноса. В случае других пород это соотношение могло бы быть весьма различным. Кстати, гранит является вполне терпимым и одинаково приспособляется к преобладанию натрия или калия. Вместе с щелочами, по-видимому, происходит обычно и миграция глинозема и кремнезема: совокупность, обладающая химизмом, аналогичным химизму ихора мигматитов. В некоторых случаях кажется вероятным удаление кальция, железа, магния: это видно в ореолах (см. гл. VI).

В масштабе батолита поздняя кристаллизация крупных микроклинов порфириовидного гранита часто приписывается позднему привносу калия. По мнению В. Мармо [212], это, по-видимому, случай синкинематических гранитов в Финляндии и в других местах, в которых гранодиоритовый мезостазис содержит такие микроклины в виде порфиробласт. Но в большинстве случаев «щелочной фронт» скорее предшествует образованию гранита, чем следует за ним в фазу конечного эндометасоматоза. Одно из лучших свидетельств этого значительного перемещения вещества заключается в хорошо известном факте, что однородные гранитные батолиты вызывают гравиметрический дефицит по отношению к их геологическому обрамлению.

Привнос щелочей должен происходить отчасти из соседних изверженных пород, образованных и застывших в более раннюю эпоху, включенных в осадочную серию, иногда также из туфогенных, аркозовых или соленосных осадочных толщ. Мы не имеем никакого представления о максимальном размахе этого перемещения; мы не знаем, не может ли он даже захватывать всю мощность земной коры. Как мы сейчас увидим, перенос без сомнения происходит постепенно.

Независимо от того, что привнесено, щелочи гранита происходят частично за счет мобилизации щелочей, существовавших ранее на месте, связанной с мобилизацией кремнезема и дополнительно других веществ. Такое явление в зачаточном виде довольно часто встречается в кристаллических сланцах регионального метаморфизма. В них можно видеть «мелкие линзочки кварца или пегматита, максимум в несколько десятков сантиметров длиной, которые развиваются помимо какой-либо гранитной интрузии. Их состав находится в тесной связи с составом фации, которая их заключает. Это — линзы кварца в слюдяных сланцах и линзы пегматита в гнейсах. В этом последнем случае мы увидим, что полевой шпат является тем же самым, что и полевой шпат горной породы, которая их содержит» [292]. Это — местные эксудаты, аналогичные рождению ихора на месте из окружающих пород.

Без сомнения причина заключается в воде, пропитывающей

горные породы, и в воде гидратированных минералов. Попадая в условия высокой температуры, она растворяет кремнезем и щелочи. Может быть, это явление усиливается выше критической температуры воды. При охлаждении местами кристаллизуются мелкие миндалины полевошпатового или кварцевого состава, которые представляют собой вышеуказанные эксудаты. Но если температура повышается, это явление продолжается и усиливается; рождение ихора становится повсеместным; его коррозионность повышается по мере того, как растворы развиваются в значительном количестве и приобретают более высокую подвижность — при этом среда становится более проницаемой. Могут принимать участие аналогичные растворы далекого происхождения; постепенно добавляясь и распространяясь, они вызывают все более и более интенсивный термический привнос. Такой процесс был представлен и описан П. Эскола под названием *дифференциальный анатексис*. В этих эксудационных явлениях действительную роль, вероятно, играют микроскопические и ультрамикроскопические деформации — развальцевание и раздавливание кристаллического вещества.

СОСТОЯНИЕ ГРАНИТНОГО ВЕЩЕСТВА ДО ЕГО КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Здесь сопоставляются *точки зрения магматистов и трансформистов*. Полвека назад обычно считали, что гранит возникает при медленной кристаллизации жидкой магмы. Очевидно, эта магма не могла быть расплавленной силикатной жидкостью, аналогичной той, которой был бы кусок гранита, расплавленный в лаборатории в тигле, так как простое плавление под колпаком силикатных минералов и кремнезема требует слишком высокой температуры. Например, жилы кварца, которые выделяются из гранитов в связи с пегматитами, *всухую* расплавились бы между 1200 и 1800°C (при 1200° кварц становится неустойчивым, аморфным, но явно плавится лишь после 1700°; временно может появиться кристобалит). Эти температуры значительно выше тех, которые, как мы видели, вероятны для кристаллизации гранитов. Таким образом, вопрос мог бы быть лишь в превращении гранита в жидкость, состоящую из взаимного раствора элементов, под воздействием растворителей, содержащих пары воды.

Однако этой «чистой магматистской» концепции противопоставлялось много возражений. В частности, простая связь, которую можно было бы ожидать по этой гипотезе между гранитом и вулканизмом, не существует. Субвулканические гранитные массивы, интерпретация которых двойственна, не дают очень точных доказательств в пользу магматического гранита (с. 242).

Вариант этой теории состоит в том, что эволюция гранитной среды до кристаллизации, принимая во внимание несомненно

длительную продолжительность этой эволюции и последовательной кристаллизации минералов, по-видимому, допускала смешанные физические состояния (кристаллические агрегаты, пропитанные жидкостью, взвеси кристаллов). Быть может, ни в один момент вся масса одновременно не была жидкой. Может быть даже, что та часть массы, которая *одновременно* находилась в жидком состоянии, постоянно была небольшой. Тогда этот процесс более или менее сопоставляется с метаморфической перекристаллизацией в том смысле, что значительную роль, по-видимому, играли явления бластеза. Об этом свидетельствуют тонкие наблюдения Ф. К. Дрешер-Кадена [88, 89] над отношениями контактов микрокристаллов.

Во всяком случае, поскольку гранит представляет собой конвергентный тип, в зависимости от конкретных случаев должны происходить различные эволюции или различные ритмы. Как можно было отдать себе отчет при прочтении этой книги, мы, чтобы представить себе состояние мобилизованной среды в ходе гранитизации, присоединяемся именно к этой концепции *о смешанном состоянии*.

В противоположность магматистам, значительная часть специалистов присоединилась к теории образования гранита путем диффузии химических веществ в твердой среде (или лучше сказать, кристаллической среде). Среда оказывается *гранитизированной* путем метасоматоза без перехода в жидкое состояние. Это — «трансформистская» или «метасоматистская» концепция. Р. Перрен и М. Рубо активно поддерживали идею о гранитизации путем действия диффузии большой амплитуды в двух направлениях внутри кристаллического вещества горных пород [254, 255]. Они опираются на эксперименты по диффузии в стенках металлургических печей и на наблюдения, сделанные в метаморфических ореолах. В то же время они констатируют продолжающиеся существующие неясности в интерпретации наблюдений, когда способ образования и становления гранита стараются себе представить через жидкость. Аналогичный взгляд был изложен В. Коллинсом [63] по данным экспериментов Ф. Д. Адамса с магниезиальными кирпичами. Однако этот автор такую диффузию рассматривает только как один из факторов, способных проявляться, при этом в других местах образование гранита может осуществляться через жидкость.

Если предыдущие мнения касаются гранитов вообще, частный случай гранита рапакиви был углубленным образом рассмотрен Г. Г. Баклундом [6], который пришел к выводу об образовании этого гранита на месте в твердом состоянии путем метасоматоза песчаников под действием флюидов, богатых глиноземом, щелочами, фтором. Однако только те разновидности этого гранита, которые были образованы без увеличения объема благодаря пористости песчаников, по-видимому, эволюционировали в твердом состоянии. Те же разновидности, для которых приток эма-

наций был слишком обширным, вероятно, проходили через состояние магмы и изливались в виде эффузивов, давая риолитовые порфиры, наблюдаемые в связи с гранитом рапакиви. Хотя выводы Г. Г. Баклунда не были приняты специалистами, его исследование подчеркивает возможную близость эволюций в твердом либо в частично жидком виде для соседних пород под влиянием, может быть, минимальных изменений господствующих условий. Явление этого превращения в жидкость Г. Г. Баклунд назвал *реоморфизмом*.

Таким же образом, излившиеся или *диапировые* граниты, выделяющиеся из батолитов или мигматитов, имеют однородный облик, который говорит о переходе через более жидкое состояние, чем подстилающие анатектические фации. Но это не обязательно. Когда перемещаются мигматитовые массы, то, по мнению Э. Вегманна, довольно быстро возникают относительно однородные тела, как это можно наблюдать на скалистых обрывах Финляндии и Гренландии. Через очень тонкие отверстия лед может проникать, оставаясь в кристаллическом состоянии.

Рассмотрим, в частности, одно из возражений, которое сделали Р. Перрен и М. Рубо к переходу через жидкое состояние: хорошо известно образование кристаллов полевого шпата в эналлогенных включениях и в твердых породах ореола, причем эти кристаллы по природе и облику идентичны кристаллам из соседнего гранита. Отсюда возражение: если гранит был жидким, его полевой шпат не был бы идентичен полевому шпату, который развивается по соседству в твердой среде.

Например, Ш. Барруа [9] пишет, что крупные sdвойникованные ортоклазы из порфировидного гранита Ростренен в Бретани рассеяны в соседних контактовых слюдистых сланцах, которые в то же время инъецированы крупными жилами гранита. Часто ортоклазы встречаются изолированно или иногда ассоциируют с небольшим количеством гранитной массы. Иногда они принимают особое расположение в виде более или менее криволинейных четок, прерывистых жил, продолжающих на расстояние в несколько метров конечное выклинивание гранитных жил, инъецирующих породу. Эти жилы названы Барруа *монилиформными жилами* (от латинского слова *monile*, означающего ожерелье, ошейник). Вокруг рапакиви аналогичное явление особенно поразительно, так как характерные полевошпатовые ооиды этого гранита мигрировали также и во вмещающие породы [313].

Если в фактах этого рода и заложено какое-либо возражение против перехода гранита через жидкое состояние, можно, тем не менее, ответить, что среди господствующих физико-химических факторов неизвестны те, которые определяют состав и облик рождающихся кристаллов полевого шпата. Возможно, что среди этих факторов более или менее развитое жидкое состояние не является главным. В момент кристаллизации полевых шпатов гранит не является жидким или уже больше не

является жидким. По взглядам магматистов, в этот момент он является «смешанным» с многочисленными взвешенными кристаллическими частицами. В то же время ореол взаимно пропитан микрорастворами. Физические состояния с той и другой стороны могут не очень отличаться друг от друга. К. Н. Феннер [107] по этому поводу выдвигает гипотезу — гипотезу пневматолита в виде паров в ореоле. Он отмечает, что если три фазы, твердая, жидкая и газообразная, находятся в равновесии, отложение кристаллов из жидкости должно сопровождаться отложением тех же кристаллов из пара.

По нашему мнению, *расхождение во взглядах между трансформистами и магматистами не является принципиальным* при условии, что первые примут роль пневматолитов, а вторые не будут представлять себе гранитную магму в ходе затвердевания как изолированный в тигле расплав; тогда расхождение представит собой вопрос масштаба и соотношения. Более значительными являются расхождения между трансформистами «сухими» («dry») и «мокрыми» («wet»). Первые не принимают роли воды, т. е. пневматолитов. Их аргумент, по-видимому, состоит в том, что вода не обязательна для химической миграции и метасоматоза. Нам кажется, что это — решенный вопрос и что многие наблюдения, подчеркнутые в различных местах этой книги, указывают на реальность роли пневматолитов.

Было показано, что водяной пар является главным для облегчения плавления минералов гранита, т. е. для снижения необходимой температуры. Р. У. Горансон определил кривую температуры начала затвердевания расплавленного гранита в зависимости от содержания воды, растворенной в магме. Температура изменяется от 1100°C для нулевого содержания до 600°C для содержания в 7%. Содержания воды в природной среде гранитизации в ходе охлаждения, вероятно, составляли несколько процентов таким образом, что порядок величин совпадает с отмеченными выше цифрами 900—600°C. С другой стороны, синтеза минералов вполне доказали роль паров воды, как минерализаторов. В этих синтезах, как подчеркивает Ж. Виар, вода в некоторых случаях действует количественным образом как растворитель кремнезема и щелочей, а не только как катализатор; но эта вода в момент кристаллизации безводных минералов регенерируется и освобождается для повторного использования в ходе развития гранитизации. Если принять эту роль воды и следовательно, пневматолитов, следующие вопросы тем не менее могут остаться предметом обсуждения. Представляет ли собой мобилизованная среда гранитизации относительно открытую систему? Каков масштаб кристаллического вещества, погруженного в жидкость: размер кристаллического зародыша, видимого кристалла или агрегатов кристаллов? Каково количество жидкости: большое для магматистов; малое для трансформистов, а для некоторых так мало, что оно уменьшается до

ионных слоев, где нет смысла говорить о жидком или кристаллическом состоянии, а следовало бы как Э. Вегманн, говорить о состоянии с более или менее несовершенным порядком?

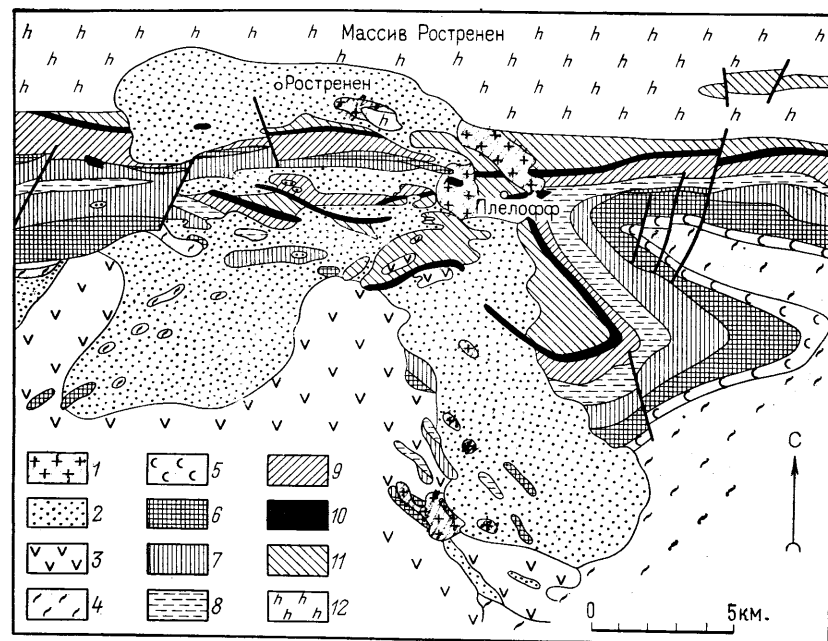
Он пишет: «Более 30 лет тому назад мы определили концепцию интергранулярных пленок, сложенных поверхностными слоями кристаллической решетки, характеризующимися менее совершенным порядком, чем внутри решетки... Интергранулярная пленка часто смешивалась с жидкостями, заполняющими поры, понятие, обязанное П. Эскола. Понятие о жидком или твердом теряет смысл в масштабе тонких поверхностных слоев, где порядок является менее совершенным. Их можно было бы назвать схедотактическими слоями (почти упорядоченными) в противоположность эвтактическим (в хорошем порядке, часть реального кристалла) или атактическим (без порядка). Схедотактические слои, вероятно, окружают единицы ретикулярной мозаики реального кристалла и представляют, таким образом, пути прохода; будет трудно доказать проход ионов через эвтактические участки. На этом основании возможно различать метасоматические привносы следующим образом: 1) частицы, которые могут поместиться в эвтактических пространствах, замещая другие частицы; 2) частицы, могущие размещаться только в схедотактических пространствах; их величина и заряд могут быть более изменяемыми, чем эти же величины первого типа, попадая в благоприятные условия они могут образовывать зародыши новой решетки... Вероятно, большая часть элементов-примесей размещается в схедотактических пространствах; 3) частицы, которые могут размещаться лишь в атактических пространствах; они выйдут из них только, если смогут составить нерастворимую фазу. Говоря о всех малых пространствах, нет смысла употреблять понятия о жидком и твердом состоянии, концепция, которая в этом масштабе не имеет смысла; в этом случае предпочтительней говорить о состояниях, порядок которых является более или менее совершенным» [384]. Затем он определяет передвижение вещества в более крупном масштабе, масштабе прожилков и жил, либо путем пропитывания (жилы без раздвигания стенок), либо путем переноса в жидком состоянии. Здесь рассматриваются жилы ихора, наблюдаемые в мигматитах.

Сжатое повторение аргументов. Мы примем, что гранит прошел через мобилизованное состояние, сравнимое с состоянием агрегата кристаллического вещества, погруженного в среду, которая действовала как путем метасоматоза, так и путем физического проникновения в интерстиции и которая могла быть разбавлена пневматолитами в некоторые периоды своей эволюции. Кстати, в зависимости от гранитов приемлемы крайние случаи в том или другом направлении. В этой манере видеть «смешанное», в предшествующих главах уже приводились аргументы в пользу трансформистской точки зрения, так же как

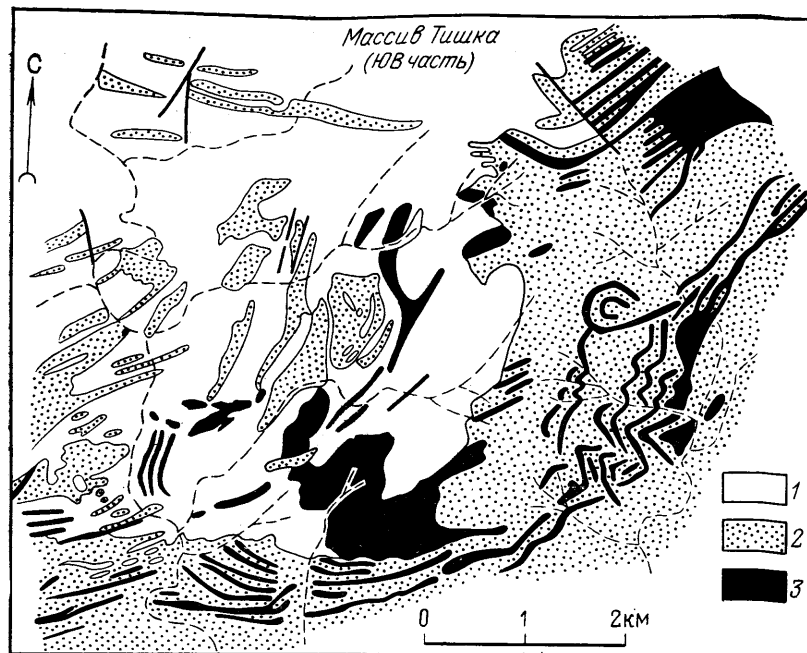
и аргументы в пользу противоположного положения. Подытожим кратко их сущность.

Трансформистская точка зрения базируется, в частности, на петрографических данных, которые обнаруживают родство микроструктуры гранита и метаморфических микроструктур в ореоле, а также на условиях залегания гранитных тел, которые не всегда являются интрузивными наподобие вулканических пород, но которые в различных масштабах проявляют переходы между гранитом и его вмещающими породами.

Но наиболее важным аргументом несомненно является сохранение существовавших ранее структур, продолжающих внутри гранита структуры окружения и составляющих в совокупности весьма значительную часть объема гранитного массива, как это можно видеть в некоторых случаях. Подобные интрагранитные структуры обнаруживаются в виде полос эналлогенных включений, где различима «призрачная стратиграфия» (см. гл. V). Отметим гранит Ростренен, Бретань [167], и гранит Тишка, Марокко [332] (фиг. 64 и 65). Аналогичные явления в граните Ориярви, Финляндия, вытекают из линейного располо-



Фиг. 64. Массив Ростренен, Бретань, по [167] и автору.
1 — гранит Пеллофф; 2 — гранит Ростренен; 3 — синкинематический лейкогранит; 4 — докембрий («Бриоверий»); 5 — кембрий; 6 — нижний ордовик («Армориканский песчаник»); 7 — средний ордовик («Сланцы Анжера»); 8 — готландий; 9 — жидинские отложения; 10 — девон наложенного этажа («песчаник Ландевенен»); 11 — кобленские отложения; 12 — диантские отложения



Фиг. 65. Юго-восточная часть массива Тишка, Марокканский Атлас, по [333] и автору; упрощено.

1 — гранит и диорит; 2 — включения метаморфических сланцев и периферических палеозойских пород; 3 — известняки скарнированные

жения в граните магнитных аномалий, которые являются признаками пластов амфиболита, продолжающих внешние структуры [343, 344].

Со стороны *магматической точки зрения* могут быть подчеркнуты следующие аргументы.

1. Относительно высокая температура образования, достаточная для расплавления силикатов в присутствии водных растворов щелочей.

2. Кристаллизация минералов гранита в порядке, напоминающем ряды Боуэна, выведенные по кристаллизации расплавов в лаборатории. Законы Боуэна несомненно управляют жидким веществом смешанных состояний гранитной среды. Согласие, которое кажется обычным и которое было выявлено им самим и его сотрудниками по геофизической лаборатории в Вашингтоне, между химическим составом гололейкократовых щелочных гранитов и химическим составом зоны диаграммы кварц — ортоклаз — альбит, для которой температура кристаллизации в присутствии воды является минимальной, представляет собой значительный факт [349].

3. Явления краевого интрузивного проникновения, хорошо видимые на окраине некоторых гранитных массивов. В них наблюдаются аплитовые, пегматитовые и даже гранитные жилы с раздвиганием стенок, проникающие в зоны сбросов, в трещины или вдоль плоскостей наложения вмещающих пород и располагающиеся аналогично расположению вулканических жил и прожилков гидротермального кварца. Это не исключает того, что в других случаях существуют более или менее крупные метасоматические жилы, в которых «инъекция» магмы оказывается несуществующей или сведенной к неуловимой эманации. Но часто в гранитных жилах оба действия совмещаются.

4. Сходство гранита с другими плутоническими породами, часто связанными с ним переходами или дифференциатами: сиенитами, диоритами, габбро. Принятие во всех случаях полностью трансформистского происхождения гранита привело бы к той же самой гипотезе и для других пород. Они же иногда имеют особенно четкое интрузивное залегание в виде лакколитов или в виде даек с раздвиганием стенок.

5. Перемещение включений в мобилизованной среде в процессе гранитизации, предполагающее надвигание в расплавленной массе. Иногда одни мелкие включения повернуты относительно соседних или же занозы стенок гранитных жил изогнуты или увеличены инъекцией. Примеры этому мы уже видели (см. фиг. 15 и 34).

Однако этот факт не является всеобщим, так как часто включения остаются на месте. Кроме этого, наблюдения такого рода сомнительны в том случае, когда горные породы были смяты в складки или раздроблены до образования гранита. Более того, пластичная деформация твердой среды дает изображение движения совершенно аналогичное тому, которое возникает в жидкости (группы обломков, захваченных в виде включений, или пятна грязи в леднике).

6. На контакте гранитов локализованных массивов осадочные слои часто явно срезаются гранитом. Это не исключает возможного существования включений, расположенных в виде продолжения, или более или менее резко выраженной ориентировки минералов гранита тех же самых линейных структурах. Но эти явно срезанные слои противоречат идее о постепенной диффузии в твердой среде, особенно если их сравнивать с метаморфическими породами, которые перекристаллизуются без перехода в магматическое состояние и под действием неоспоримой диффузии. Последние проявляют не резкие контакты, а постепенные переходы.

7. Структурные схемы, изображаемые клоосовской гранитной тектоникой, иногда явно отличаются от тектонической структуры вмещающих пород и являются более простыми, чем последняя. Можно было бы надеяться, что метасоматоз пощадил бы крупные формы прежней структуры, как это видно в других местах

и в других массивах. Магматистские аргументы того же порядка подтверждаются случаями флюиальности гранита, параллельной его контактам и несогласной с вмещающими породами; но значительно более частым является обратный случай.

8. Химическое и минералогическое сходство гранита и других семейств плутонических пород с заведомо магматическими вулканическими породами. Конвергенция некоторых фаций, связанных с гранитными массивами (краевые части, жилы), с риолитами и дацитами.

В конечном счете, смешанная среда является вероятной, так как в деталях эволюционных явлений гранита *всегда наблюдаются признаки, наводящие на мысль об эволюции в кристаллическом состоянии по одним взглядам, и в магматическом состоянии — по другим.*

Гомогенизация гранитной среды

Гомогенность гранитизированного пространства является важным фактом. Например, герцинский гранит Пельву, французские Альпы, представляет собой крупные выходы в несколько километров или несколько десятков километров. «Во всех этих массивах горная порода обладает, с очень малыми различиями, тем же самым химическим составом и теми же самыми минералогическими характеристиками. Таким образом, гранит Пельву представляет собой совершенно четкое единство» [335]. Вплоть до самых контактов, где он принимает аплитовый облик, почти нет химических изменений, за исключением иногда небольшого повышения кремнезема.

Случается, что химическая однородность выдерживается несмотря на заметные структурно-текстурные вариации, например в тонкозернистых, среднезернистых или порфировидных гранитах Вогезов в районе Эпиналь. В них наблюдаются последствия дифференциации: пятнистые и полосчатые текстуры с различным составом. Имеются переходы от биотитового гранита к двуслюдяному или амфиболовому граниту. «Были проанализированы многие из этих гранитов, происходящие из различных мест и часто удаленных одно от другого (14 анализов). Можно было спрашивать себя, соответствуют ли некоторые различия во внешнем облике и текстуре достаточно заметным различиям в химическом и минералогическом составе для того, чтобы установить существование нескольких независимых гранитных массивов, может быть даже происходящих в результате последовательных внедрений. Но сходство химического состава этих гранитов настолько явное, что они несомненно образуют единый массив, где преобладают двуслюдяные граниты, а биотитовые граниты составляют фациальные изменения, обязанные уменьшению содержания или отсутствию мусковита» [166].

Каким мог быть механизм этой гомогенизации гранита на огромных пространствах? Рассматривалось перемешивание

магмы в жидком состоянии. Факт, что диапировые граниты, кажущиеся выделившимися из мигмы, значительно более однородны, чем соответствующие мигматиты. Гранитная магма, вероятно, постепенно создавала себе место в земной коре путем постоянного опадения блоков своей кровли (ксенолитов) внутрь расплава и путем их растворения в глубине очага. Это — теория «потолкоуступной разработки» («overhead stopping») Р. А. Дэли. Отмечая, что расплавленный гранит должен иметь плотность на 10% меньше, чем кристаллический, он считает, что обломки большинства горных пород в магме должны погружаться. Г. Клоос возражал, что обобщение этого процесса должно было бы во многих местах угрожать целостности земной коры. По мнению Э. Вегманна, обычно находят лишь обломки, перемещенные вверх: имеются обломки повернутые, но они не проходили больших расстояний по направлению вниз. Кстати, многие наблюдения противоречат идее об очень значительных перемещениях в форме блоков, перенесенных течениями жидкости в процессе консолидации. В граните часто видны зоны мало перемещенных включений; внутри гранита встречаются также диоритовые полосы, обязанные эндоморфизму гранита пластами осадков или основных вулканических пород, или кварцевые полосы, обязанные неполной ассимиляции гранитом песчаников. Эти линейные структуры аналогичны структурам соответствующих толщ до гранитизации.

Легкая флюиальность, которая наблюдается в граните, распределена не капризно, как можно было бы ожидать в вязкой непрерывно перемешиваемой среде. Как это показал Г. Клоос, она располагается довольно однообразно в связи с общей формой гранитного массива. Если и существует погружение ксенолитов кровли гранита, оно может быть лишь очень ограниченным по количеству и амплитуде и, вероятно, тормозится вязкостью расплава. Более эффективно, по нашему мнению, *гомогенизация мобилизованной среды должна начинаться с момента распространения щелочных эманаций*, когда среда находится в таком состоянии, представление о котором дают мигматиты.

Удивительно сравнивать гомогенность гранита и зональное, весьма дифференцированное распределение в виде наложенных пластообразных тел, которое встречается в основных или щелочных массивах. Например, в строении гигантского тела норитов Бушвельда в Южной Африке участвуют вполне стратифицированные слои мощностью в несколько метров, которые могут быть прослежены на десятки километров, то анортозитовые, то норитовые различного облика, или слои, обогащенные хромитом или магнетитом. Щелочной массив Ловозеро на Кольском полуострове также разделен дифференциацией на пластообразные горизонты. «Мощность этих горизонтов колеблется от нескольких метров до многих десятков метров. Три

главных минерала, образующих этот массив (нефелин, микроклин и эгирин), создают различные комбинации в качественном плане и вследствие этого образуются различные типы горных пород: фойейты с преобладанием полевого шпата, лавыриты с преобладанием эгирина и уртиты, почти целиком состоящие из нефелина. Эти породы в массиве мощностью более 1000 м располагаются закономерно, образуя пласты из трех горизонтов, которые ритмично сменяют друг друга несколько десятков раз» [366]. В обоих случаях замечательны покой и закономерность явления дифференциации, каким бы ни был процесс (гравитация? периодическое выделение газа?). Напротив, беспорядочная среда мигматитов внушает мысль об обширном перемешивании вещества, предваряющем омогенизацию.

Еще раз вернемся к гипотезе гранитной магматической интрузии. Магма этого состава должна была бы кристаллизоваться в виде дацита или риолита. Даже если обогащенность пневматолитами и медленность охлаждения могли облегчить прямую кристаллизацию в виде гранита, такие граниты должны были бы тесно ассоциировать с этими вулканитами. Мы знаем, что некоторые граниты не более глубинны, чем интрузии лав в массе крупных вулканических аппаратов. В громадном же большинстве случаев эта ассоциация не проявляется и, наоборот, известно много массивов, где образование гранитов на месте (или почти на месте) подтверждается для большей части его вещества или почти для всей его совокупности.

П. Термье [337] предположил, что гранитная магма возникает в результате плавления гипотетического эвтектического комплекса, образовавшегося в земной коре под воздействием химических фронтов («фильтрующие колонны» Термье).

В этом случае различным семействам плутонических пород соответствовали бы различные эвтектические смеси.

Эта концепция встречает затруднения. С одной стороны, наблюдения над мигматитами и анатектическими гранитами указывают на их образование в результате постоянно развивающегося плавления, что противоречит большой скорости эвтектического плавления. С другой стороны, расплав с эвтектическим составом и температурой не мог бы растворять соседние породы. При охлаждении должна была бы произойти массовая беспорядочная кристаллизация порообразующих минералов, так как эвтектические точки характеризуются одновременной кристаллизацией составных частей. Как отмечает Э. Вегманн, эвтектическое состояние могло бы быть только конечной остановкой, завершением шкалы кристаллизации Боуена.

На эти возражения можно ответить: речь идет не о простом эвтектическом явлении, а о действиях этого рода, локализованных и растянутых во времени в течение эволюции мобилизованной среды. Тогда мы были бы далеки от грандиозной простоты взглядов П. Термье. Однако некоторые результаты заслуживают

рассмотрения. Г. Фишер [110] приводит статистические данные по 190 гранитам и показывает, что на треугольной диаграмме кварц — полевой шпат — слюда они группируются вокруг точки Q (кварц) = 30, F (полевой шпат) = 62,5 и M (слюда) = 7,5. Он пишет: «Гранит, таким образом, обладает эвтектоидным составом, который близок к кварц-полевошпатовой эвтектике Фогта». И «Не исключено, что в процессе эволюции магмы достигаются эвтектические линии или поверхности, где раствор оказывается пересыщенным одновременно двумя или большим числом составных частей». К. Р. Менерт [217] считает, что в мигматитах Шварцвальда светлые зоны представляют собой эксудационные прожилки и имеют эвтектический кварц-полевошпатовый состав. Эти взгляды сближаются с взглядами П. Эскола, касающимися дифференциального анатексиса, подтвержденными экспериментами Х. Г. Ф. Винклера и Х. фон Платтена. Как мы уже упоминали, О. Ф. Таттл [349] указывает на согласованность химических составов многочисленных щелочных лейкократовых гранитов с составом тройной смеси ортоклаз — альбит — кварц, температура кристаллизации которой является минимальной (неэвтектическая, если давление ниже 3,6 килобар) в присутствии паров воды.

Однако почти невозможно определить совершенную гранитную магму, которая была бы эвтектической вне предыдущей тройной смеси (с случайным присоединением небольшого количества анортита, как это сделали Винклер и фон Платтен). Но это не обязательно; достаточно того, что смесь обладает точкой плавления ниже точки плавления окружающей среды. Концепция П. Термье остается приемлемой, изымая слово «эвтектика». Именно к такому понятию анатексиса с привнесом присоединился Д. С. Коржинский [186, 187].

Если мы хотим представить себе индивидуализацию гранитной среды, основываясь на нескольких гипотезах, оставаясь полностью в сфере наблюдений, мы могли бы описать ее следующим образом. Для того чтобы быть однородной, т. е. достаточно мобильной, гранитная среда должна иметь минимальное содержание ихора (пневматолитовый раствор, состоящий из щелочей, кремнезема, глинозема и воды), что подтверждают наблюдения над анатексисом. Когда это содержание достигается, происходит гранитизация. Но так как пневматолитовый приток продолжается, эти вещества становятся избыточными. Эти избытки легко проходят через мобилизованную массу, способствуют гранитизации окружающих масс или же застаиваются в виде местных, более или менее эфемерных неоднородностей внутри гранита. Впрочем, эволюция является очень медленной, так как она исчисляется, вероятно, сотнями тысяч или миллионами лет, а химические градиенты за это время стираются. В течение этого долгого периода кристаллизации пневматолитовые излишки более подвижны, чем нормальная гранитная

среда, и будут иметь все шансы в значительной мере быть удаленными на периферию под воздействием тектонических усилий. Отставшие, оставшиеся местами в граните, затвердевают в виде пегматитовых тел, но и они, в действительности, часты только на окраинах массивов.

Согласно этой точке зрения — был бы химический состав, имеющий минимальное содержание ихора, которое было бы необходимо для полной мобилизации. Этот состав точно определил бы гранитный состав, который, как мы видели, довольно разнообразен. В то же время происходило бы почти полное удаление весьма подвижных излишков. *Таким бы был перевод на язык полевого геолога явления эвтектического облика*, рассмотренного выше для объяснения гранитизации.

В этом процессе полный переход материала в жидкость не обязателен. На каждом этапе в мобилизованной среде, которая станет гранитом, может сохраниться много кристаллического вещества. Мы указывали наше мнение о смешанном состоянии, приписываемом мобилизованной среде. Как мы видели, близкое или дальнее происхождение щелочей не ставит особых проблем. Происхождение кремнезема является местным. Перенос глинозема является более спорным; может быть он берется почти на месте, за исключением случая гранитизированных кварцитов. Как мы уже указывали, присутствие воды в достаточном количестве является менее уверенным.

Этот общий вид гранитизации, по-видимому, лучше всего распространяется на граниты с неясными контактами. У гранитов в локализованных массивах поражает резкость контактов на периферии. Этот вид может объясняться реоморфизмом с инъекцией или более локализованной химической эволюцией, продолжавшейся долгое время после иммобилизации мобилизованной среды. Продолжающаяся в менее открытом окружении, эта эволюция благоприятствовала бы дифференциации внутри плутона и отделению пегматитовых тел, в то время как воздействие на окружающую среду свелось бы к тонким выделениям пневматолитов в ореол.

ГИПОТЕЗЫ О МЕХАНИЗМАХ СТАНОВЛЕНИЯ ГРАНИТА

Мы рассмотрим: массовое внедрение уже выработанного гранитного вещества; метасоматическую трансформацию существовавших ранее пород; анатексис этих пород; ассимиляцию этих пород кремне-щелочной магмой, которая их обводит. Это четыре вполне реальных и вполне классических процесса. Но ни один из них *сам по себе* не адекватен размаху гранитного проявления.

Массовое внедрение

В нескольких предыдущих главах был дан обзор механических воздействий подвижности среды в процессе гранитизации

и было подчеркнуто значение глубоких деформаций в структуре: поверхности срезания, растянутые включения, шлиры и другие локальные разнородности гранита и роговиков ореола. Может быть эти деформации играли в процессе гранитизации заметную роль для минералогических и структурных преобразований среды. Речь идет о подвижности мелкого масштаба, которая выражается элементарными деформациями, распределенными в массе. Могут ли они суммироваться, создавая подвижность крупного масштаба, способную локализовать гранитный массив *наподобие интрузии в прямом смысле?*

Согласно гипотезе о гранитной магме, возникшей в результате дифференциации основной магмы, интрузия вполне возможна. Помимо лополита Сёдбери Р. А. Дэли указывает несколько примеров гранитов, дифференцированных на габбро. Это явление, по-видимому, имело бы более значительную распространенность в основании коры, если бы сима могла породить гранитную магму путем ассимиляции и дифференциации согласно теории Р. А. Дэли [70].

Но в верхней коре перемещение крупных масс гранита наблюдается лишь в результате диапирового внедрения, вероятно, в немагматическом состоянии, т. е. в смешанном состоянии мобилизованной среды. Геометрия и кинематика однородных штоков или массивов гранита на периферии мигматитовых областей часто указывают на диапиризм: эти граниты создают впечатление, что они подверглись массовому выталкиванию из мигмы. В более мелком масштабе часто поражают признаки реоморфизма.

Например, Ф. Ф. Граут [142] показал, что батолит Саганага, Миннесота — Онтарио, опрокинутый в результате тектонических движений, обнажен на протяжении, соответствующем первоначально вертикальной глубине 25 миль. Внизу он заканчивается в среде гнейсов серией колонн или относительно узких черешков, аналогичных корням. Кажется, что начиная от них гранит поднимался вверх, расширяясь как гигантский гриб. Этот тип схем часто повторяется: укажем схемы Г. Боршера [27], Э. Дж. Коббинга и В. С. Питчера [59].

Однако кинематические «диапировые» признаки должны интерпретироваться осторожно и в рамках как можно более полного и точного структурного анализа окружающей геологии. Можно думать, что так называемый диапировый характер некоторых массивов отражает только механическое состояние среды и общую тенденцию к движению, может быть, ограниченной амплитуды: он отражает, скорее, представление о движении, чем реальный признак массового продвижения на большое расстояние.

В противоположность случаю достоверно диапировых массивов мы вынуждены признать, что многие крупные массивы обра-

зовались почти на месте (многочисленные признаки этого приведены в предыдущих главах).

Аргументы, полученные из изотопных отношений стронция. Для доказательства того, что само вещество некоторых гранитов происходит из земной мантии, необходимо, чтобы граниты обладали чрезвычайной подвижностью, позволяющей им достигнуть верхних зон коры. Известно, что распад Rb^{87} непрерывно производит Sr^{87} , процесс, который допускает радиометрическое датирование, начиная с того момента, когда среда становится относительно этих элементов закрытой системой. В частности, это будет момент кристаллизации магмы. Современные содержания Rb^{87} и Sr^{87} , так же как и Sr^{86} (стабильный изотоп), позволяют определить не только древность этой кристаллизации (радиометрический возраст горной породы), но и начальную величину отношения Sr^{87}/Sr^{86} в момент этой кристаллизации [105]. Различные соображения указывают на то, что низкие начальные изотопные отношения вещества мантии (от 0,700 до 0,706) сохранялись от времени образования Земли (4600 млн. лет) и до современной эпохи. Наоборот, в сиалической коре горные породы имеют обычно явно более высокие значения, среднее из которых для всей коры изменялось от 0,701 (2500 млн. лет назад) до 0,719 в наши дни.

Одни гранитные массивы имеют очень низкие начальные отношения, другие же имеют начальные отношения того же порядка, что и сиалическая кора в эпоху их образования. Отсюда следует, что первые были образованы из материала, происходящего из мантии, а вторые — из материала, заимствованного в самой коре.

Результаты исследования Г. Фора и Дж. Л. Поуелла имеющих в настоящее время данных по более чем 500 гранитам показывают, что 50% гранитов имеют низкое начальное изотопное отношение порядка изотопных отношений мантии; 20% имеют отношения, значения которых выше среднего для сиалической коры в эпохи, соответствующие возрасту этих гранитов; 30% имеют отношения промежуточного значения. Очевидной интерпретацией является следующая: 50% гранитов, по-видимому, происходят из вещества мантии и 20% — из вещества коры; остальные возникают путем контаминации глубинного материала в ходе его эволюции внутри земной коры.

В самом деле, кажется, что единственной возможностью изменения изотопного отношения исходного материала является смешивание с другим материалом, обладающим другим изотопным отношением. И в коре имеется гораздо больше возможности случайно встретить горные породы с высоким изотопным отношением, чем наоборот. Однако можно себе представить образование в коре из материала мантийного происхождения и с давних пор включенного в эту кору: например, основные лавы древних геосинклинальных зон. С другой стороны, нужно под-

черкнуть, что исследования Г. Фора и Дж. Л. Поуелла касаются однородных локализованных батолитов, а не обширных гранитов с неясными границами, более или менее мигматических, общий объем которых внутри коры кажется преобладающим. Наконец, многочисленные граниты могут возникнуть при реювенации более древних гранитов и, следовательно, иметь неопределенный возраст.

Все же в качестве гипотезы мы сохраним мысль о множественности происхождения гранитов и сложных взаимоотношениях с окружающей средой в процессе их образования и становления.

Метасоматоз и метаморфизм

Контактовый метаморфизм охватывает совокупность явлений, затрагивающих среду, в которой происходит развитие гранитов (см. гл. VI). Эволюция горных пород в этом метаморфизме в особенности обязана выделению пневматолитов, распространяющихся вокруг гранита. Они вызывают образование биотита, турмалина, граната, амфибола, полевого шпата и различных других минералов в масштабе, возрастающем по мере приближения к граниту. Они фиксируют в горных породах новые химические элементы и вызывают перекристаллизацию в новую форму ранее существовавших элементов. Среди пневматолитовых элементов наиболее важным считается вода; ее роль в гранитизации вытекает из конкретных наблюдений. Породы ореола, таким образом, преобразованные в роговики и фельдшпатизированные слюдяные сланцы, принимают состав, который до некоторой степени сближает их химически и минералогически с составом гранита.

Некоторые метаморфические кристаллические образования представляют собой химические перегруппировки в новой минеральной форме, предполагающие на небольшом расстоянии химическую диффузию: питание кристаллов, собирательная кристаллизация, двусторонний обмен во включениях особого состава. Как это подчеркнули Р. Перрен и М. Рубо, они напоминают кристаллизацию в твердом и сухом состоянии с диффузией ионов, осуществляемую при металлургических процессах. Не отрицая диффузию в горных породах в твердом состоянии, приходится учитывать микрорастворы, повсюду присутствующие в интерстициях кристаллов в большинстве природных горных пород, особенно в осадочных сериях. Необычная тонкость каналов, по которым проникают такие микрорастворы, подтверждается наблюдениями над минералами рудных жил, где метасоматоз производится микрорастворами, подведенными то по видимым, то по совершенно невидимым под микроскопом трещинам.

Однако контактовый метаморфизм часто оказывается неравномерным, хорошо выраженным в одной точке периферии

гранита и почти отсутствующим в другой, в зависимости от причуд пневматолитов, которые выделяются в том или ином месте или распределены весьма неравномерно. Часто появляется гранит почти без ореола, по крайней мере локально. Следовательно, ореол не является ни главным, ни достаточным для становления гранита.

Не мог бы более интенсивный метасоматоз, определяемый более концентрированными «химическими фронтами», чем фронт ореолов, стать действенным фактором гранитизации? Здесь мы сталкиваемся с фундаментальным возражением Д. С. Коржинского [186]: согласно термодинамическим данным химический поток, распространяющийся в однородной среде, на которую он воздействует, развивает последовательные зоны с различным минералогическим составом и резкими границами, зоны с все более уменьшающимся количеством минеральных видов снизу вверх потока, в конечном счете становясь мономинеральными (см. гл. VI, с. 114). Г. Фишер [110] также отмечает, что миграция ионов предполагает химический градиент, который, кажется, противоречит факту замечательной химической однородности большинства гранитных массивов. Как пишет М. Фонтей [113], образование однородного гранитного массива этим процессом предполагало бы, что фильтрующиеся флюиды привносят в гетерогенную среду как раз то, что нужно и в необходимом количестве, чтобы образовать однородный гранит. Метасоматоз, отмечает он, может сделать единообразным состав присутствующих фаз, но он не может придать единообразие количественным соотношениям различных фаз (кварц, полевые шпаты, слюды).

Таким образом, процесс простого фильтрующегося потока неприемлем. Нужно предложить более сложные действия, способные произвести значительное перемешивание «мобилизованной среды» для того, чтобы сделать однородной всю совокупность. Мыслимыми процессами являются **частичный анатексис**, связанный с метасоматозом, со спокойной диффузией продуктов плавления, или перемешивание вещества путем пластического течения (даже без анатексиса). Последний процесс мог бы быть привлечен только в тех случаях, когда крупные догранитные структуры-призраки не сохранились в гранитизированной среде (диapiroвые батолиты, синкинематические массивы). В нашей «мобилизованной среде» могли бы также проявляться конвекционные токи. Эти взгляды являются гипотетическими, но во всяком случае механизм путем метасоматоза сам по себе является неадекватным.

Анатексис

Анатексис, или плавление горных пород на месте, основывается на серьезной экспериментальной базе, как мы это видели в гл. IV. Но этот анатексис, вероятно, действенный для того,

чтобы породить мигматиты и создать ограниченные гранитные массы, отделенные от мигмы путем реоморфизма, сохраняет весьма значительное количество нерасплавленных реститов, которые наблюдаются в септах мигматитов, но которые более не существуют в крупных гранитизированных пространствах. Один анатексис не является достаточным объяснением.

Может быть здесь уместно напомнить проблему привноса необходимого тепла. М. Люжон [207] думал, что механические воздействия крупной орогении могут преобразоваться в тепло и вызвать плавление, порождающее гранитную магму. Но расчеты Ж. Гогеля [131] указывают на поднятия температуры в орогении на очень малый порядок величин, всего лишь на несколько градусов. Тем не менее эти расчеты предполагают наличие тепла во всей массе пород. Если бы была возможность концентрировать нагрев в каких-либо толщах или вдоль каких-либо тектонических поверхностей, температура могла бы подняться значительно больше. Можно указать пример псевдотахилитов, или механически расплавленных мелких зон в милонитовых зонах; но масштаб является крошечным. В действительности же мы думаем, что наиболее вероятным источником тепла остается перенос ихора вверх, какой бы ни была трудность для понимания этого переноса.

Ассимиляция

Ассимиляция горных пород гранитом является поразительным явлением на контакте многих массивов. Блоки, отделенные от вмещающих пород, кажутся погруженными в гранит, который их более или менее пропитывает или изменяет. Проникновение гранитных прожилков в соседние вмещающие породы вдоль плоскостей наслоения и трещин создает условия для образования их в граните в виде включений. Хотя ассимиляция и позволяет прикоснуться к самой сущности гранитизации, нужно признать, что ее механизм неясен.

Если расплавить вместе в надлежащем количестве сланцы, песчаники, известняки какой-нибудь осадочной серии, так же как и добавленные эруптивные породы, можно, очевидно, получить химический состав гранита. Но ассимиляция в большом масштабе *расплавленной силикатной магмой* вызывает возражения, которые были уточнены Н. Л. Боуэном [31]. Для растворения силикатов — главных элементов горных пород — в магме необходимо большое количество тепла. Необходимо также, чтобы перегрев магмы — превышение ее температуры над температурой кристаллизации — был значительным. Если вулканические лавы часто бывают очень горячими по причине экзотермических реакций их газов и они часто могут превращать в стекло свои включения или создавать минералы, устойчивые при высокой температуре (тридимит и др.), то для гранита это не характерно. Он кристаллизовался при темпера-

туре порядка 900—600°C и ниже. Его перегрев мог быть лишь слабым, о чем говорит отсутствие минералов, типичных для температур порядка 1000°C и более. Кроме того, чрезмерная диспропорция между малой теплоемкостью расплавленных силикатов и довольно высокой теплотой плавления твердых силикатов приведет к тому, что небольшое количество тепла, имеющееся в наличии, будет быстро использовано при плавлении нескольких включений. Таким образом, ассимиляция перегретой гранитной магмой приемлема с трудом.

Но, как показывает Н. Л. Боуэн, возможна некоторая ассимиляция без перегрева. При консолидации магмы кристаллы осаждаются в определенном порядке — порядке фракционной кристаллизации. В каждое мгновение магма пересыщена по отношению к тем веществам, которые соответствуют членам уже осажденного ряда и недосыщена по отношению к веществам, которые соответствуют еще не осажденным членам. Если в расплав попали включения, химически они сравнимы с тем или другим из членов предшествующего ряда; магма, насыщенная или не насыщенная по отношению к ним, относится к ним как к обычным продуктам своей нормальной кристаллизации. Предположим, включение аналогично какому-то уже осажденному члену ряда: оно не может быть растворенным, магма будет воздействовать на него в направлении преобразования его в более развитый член ряда. Если оно аналогично еще не кристаллизовавшемуся члену, магма его растворяет и в то же время осаждает кристаллы того члена, с которым она в то время находится в равновесии. Н. Л. Боуэн показывает, что в первом случае реакция является слегка экзотермической, а во втором — создается баланс абсорбированной и выделенной теплоты. Однако, во всяком случае, ход фракционной кристаллизации магмы существенно не изменяется. Количество нормальных минералогических составных частей горной породы может измениться и количество гранита увеличиться. Но оно не увеличивается безгранично, так как в процессе охлаждения химическая эволюция продолжается все в том же направлении к более или менее заранее фиксированной конечной фазе и в то же время уменьшается потенциальная возможность магмы к ассимиляции. Кстати, необходимость довести вначале холодные включения до температуры магмы ускоряет ее охлаждение. Таким образом, ассимиляция, даже если можно представить, что она могла бы происходить путем растворения в магме, была бы по необходимости ограниченной.

Напротив, многие наблюдения указывают на метасоматические проявления, которые подготавливают ассимиляцию (см. гл. V). Вместо того, чтобы понимать ее как растворение в ранее существовавшей магме, можно рассматривать процесс, контролируемый двойным действием основного и щелочного фронтов: крайняя степень метаморфизма. Но тогда не объясняется «ска-

чок» между породой ореола и собственно гранитом и тем более между почти лишенным ореола обрамлением и гранитом. Не объясняется *индивидуализация гранита*.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Массовая интрузия, метаморфизм, анатексис, ассимиляция — не кажутся адекватными размаху явления гранитизации в его совокупности. Массовая интрузия исключается для многих гранитных массивов и ее роль часто ограничена в других. Контактный метаморфизм не является главным, поскольку он может уменьшаться до ничтожного. Чистый анатексис обычно является только частичным. Ассимиляция, понимаемая в магматическом смысле, крайне ограничена или, понимаемая в метасоматическом смысле, заканчивается метаморфизмом. Из-за неимения лучшего приходится принять, что все четыре фактора воздействуют совместно. При этом влияние их на различные массивы или даже на один и тот же массив в разные моменты истории его становления различное.

Различие между кристаллизацией гранитной «мобилизованной среды» и кристаллизацией расплавленной вулканической магмы того же состава, риолитовой или дацитовой, обусловлено, как нам кажется, *фактором времени*. Гранитная кристаллизация должна была быть особенно длительной, как об этом свидетельствуют последовательность и переработка, обнаруживаемые в окончательном кристаллическом сообществе породы. Быть может, эта последовательность была усилена непрерывным термическим привносом в течение некоторых периодов или неоднократно возобновлявшимся. Такие возобновления активности проявляются в виде повторяющихся гранитных «поступлений», наблюдаемых в крупных батолитовых комплексах; поступлений, которые вызывают в памяти последовательные «вспышки», исходящие из очага. По-видимому, проявляется и другое обстоятельство, также определяющее способ плутонической кристаллизации гранита: затянувшееся сохранение *пневматолитов* под давлением внутри гранитной среды в течение его долгого охлаждения. Это сохранение обязано, чаще всего их глубине в земной коре и, иногда, вероятно, характерно также для гранитов, размещающихся в поверхностных областях малоглубинных закрытых тектонических структур.

Многие главные моменты остаются неясными. Понятие о догранитной *мобилизованной среде* со смешанным характером имеет то преимущество, что является весьма общим, что позволяет мысленно объединить всевозможные разновидности гранитизации. Но — это расплывчатое понятие, которое должно быть уточнено физически и химически по тектоническому уровню и кинематической эволюции.

Совокупность гранитов и гранитоидов представляет собой, вероятно, *конвергенцию* разнообразных видов эволюции. Одна-

ко они свидетельствуют о разнообразии, которое проистекает именно из разнообразия их генетической эволюции и разнообразия исходного материала. Действительно, нужно признать, что эта конвергенция направлена не в точку, а скорее в довольно обширную зону созвездия петрографических видов, характеризующихся петрографически и химически. Достаточно взглянуть на треугольник фиг. 2, чтобы в этом убедиться. Уместно напомнить выражение Г. Риды: «Есть граниты и граниты».

Оставим эти неясности, которые мы считаем временными на современной стадии наших знаний, и вернемся к эволюционным схемам, обсуждавшимся на предшествующих страницах. Многие проблемы сохраняются. Почему щелочи, вода и другие пневматолиты ихора непрерывно распространяются в течение длительного периода гранитизации и почему они прекращаются в данный момент, оставляя образованную гранитную среду медленно эволюционировать и застывать? Какова реальная амплитуда этой диффузии и может ли она пересекать кору? Каково происхождение термического потока и как регулируется его вмешательство? Почему некоторые районы сохраняют гранитную деятельность в течение длительных геологических периодов с перерывами, возобновлениями и реювенациями? Ответ на все эти вопросы приходится искать на глубинах и предполагать источник энергии в областях, подстилающих земную кору. Но при современной скудости точных документов о внутренних частях земного шара все гипотезы этого типа нам представляются тщетными.

Геология гранита расположена на перекрестке между всеми науками о Земле и преимущественно Тектоники, Геохимии, Петрологии, Учения о месторождениях полезных ископаемых. От развития каждой из них она получает возрастание знаний; и взаимно, каждый новый луч в знании об истории гранитов дает той или другой из этих наук счастливый толчок. Геология гранита представляет преимущественное усилие для объективного познания глубин земной коры. В результате интенсивного исследования в течение двух веков «лик Земли», который рисуется поверхностной пленкой земного шара, начинает становиться довольно точно известным в своем непрерывном развитии. Глубины известны еще очень мало и многие из так называемых классических результатов остаются в значительной мере предположительными. Вызывают к себе внимание различные загадки по этому поводу. Будущим шагом, который следует ожидать в области гранитной геологии, могла бы быть лучшая оценка явлений зоны взаимодействия коры и мантии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arnould M.*, 1961. Etude géologique des migmatites et des granites du NE de la Côte d'Ivoire. Mém. Bureau Rech. géol. minières. Paris. 3, 174 p.
2. *Aubert G.*, 1969. Les coupoles granitiques de Montebres et d'Echassires, Massif Central française, et la genèse de leurs minéralisations en Sn, Li, W, Be. Idem. 46, 345 p.
3. *Aufran A., Fonteilles M., Guitard G.*, 1970. Relations entre les intrusions de granitoides, l'anatexie et le métamorphisme régional dans la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. Bull. Soc. géol. France. 12, 673—731.
4. *Backlund H. G.*, 1937. Die Umgrenzung der Svecofenniden. Bull. geol. Inst. Upsala. 27, 219—269.
5. *Backlund H. G.*, 1938a. Zur Granitisationstheorie. Geol. Fören. Stockholm. 60, № 2, 177—200.
6. *Backlund H. G.*, 1938b. The problems of the Rapakiwi granites. J. Geol. 46, № 3, 339—396.
7. *Balk R.*, 1937. Structural behavior of igneous rocks. Geol. Soc. America. Memoir 5.
8. *Barbier J., Carrat H., Ranchin G.*, 1967. Présence d'uranium en tant que minéral accessoire usuel dans les granites à deux micas uranifères du Limousin et de la Vendée. C. R. Acad. Sci., Paris. 264, 2436—2439.
9. *Barrois Ch.*, 1884. Le granite de Rostrenen. Ann. Soc. géol. Nord. Lille. 12.
10. *Barrois Ch.*, 1894. Le bassin du Menez — Bélair. Idem. 22, 181.
11. *Barrois Ch.*, 1930. Les grands lignes de la Bretagne. Livre Jubilaire Centenaire Soc. géol. France, 1, 83.
12. *Barrois Ch.*, 1934. Le gisement des staurolites en Bretagne et leur genèse. Ann. Soc. géol. Nord. Lille. 59, 29.
13. *Barth T. F. W.*, 1951. The geldspar geologic thermometer. Neues Jahrb. Min. Petr. 82, 143—154.
14. *Barth T. F. W.*, 1962. Norsk geol. Tidsk. 42, 330.
15. *Barth T. F. W.*, 1962b. Theoretical petrology, 2 edit, 1 vol., 416 p. New — York, London (Wiley).
16. *Barth T. F. W.*, 1969. Feldspars. 1 vol., 261 p. (Wiley — Interscience).
17. *Bearth P.*, 1933. Ueber Gangmylonite der Siluretta, Schweiz. Min. Petr., Mitt. 13, 347—355.
18. *Bederke E.*, 1947. Zum Problem der Lamprophyre. Nachricht. Akad. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl., 2.
19. *Bederke E.*, 1948. Grundfragen des Vulkanismus. Geol. Rdsch., Stuttgart. 35, 127—133.
20. *Bederke E.*, 1952. Der Plutonismus der Faltengebirge. Nachricht. Akad. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl. 2, 7—10.
21. *Bederke E.*, 1956. Die Granitgenerationen des Riesengebirges. Geotekt. Symposiums J. H. Stille. 349—359. Stuttgart.
22. *Bemmelen R. W. van*, 1955. Observation à la communication de SAN MIGUEL ARRIBAS, p. 59 in: Sciences de la Terre, Nancy (numéro hors-série: Les échanges de matières au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques).
23. *Berger E.*, 1973. Le volcanisme récent de l'Ardèche. Thèse, Univ. Paris — Sud.

24. *Bodin L.*, 1951. Contribution à l'étude des granites birrimiens dans le Précambrien de l'A. O. F. Bull. Direction Mines A. O. F., Dakar. 12.

25. *Boissonas J.*, 1973. Les granites à structures concentriques de la chaîne pan-africaine en Ahaggar, Sahara central. Thèse, Univ. Paris VI. 2 vol., 662 p. (Edit. B. R. G. M., Paris).

26. *Bollo L., Goguel J.*, 1950. Mesures gravimétriques en Bretagne. Public. Bureau Rech. géol. et géophys., Paris. № 8.

27. *Borchert H.*, 1960. Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört. Freiburger Forschungshefte. C. 79, 7—69. Berlin.

28. *Borkowska M.*, 1972., Feldspars of some variscan granitoides of Eastern Lower Silesia. Bull. Acad. Polonaise Sci. (série Sci. de la Terre). 20, № 3, 175—186.

29. *Born A.*, 1936. Zur Tektonik des Harznordrandes. Zeitsch. deutsch. geol. Gesellsch. 449—497.

30. *Bourcart J., Jeremie E.*, 1938. Fuerteventura. Bull. volcanologique. Série 2, 4, 51.

31. *Bowen N. L.*, 1928. The evolution of the igneous rocks. Un vol. Princeton (New Jersey).

32. *Bowen N. L.*, 1933. The broader story of magmatic differentiation. p. 106. In: Lindgren volume, publ. by Amer. Inst. Min. and Metallurg. Engineers, New — York.

33. *Braun G.*, 1972. Computerdarstellung von achsenverteilungsanalyse. Geol. Rdsch., Stuttgart. 61, 849—871.

34. *Bubnoff S.* von, 1922. Die Methode der Granitmessung. Idem. 13, 151.

35. *Buddington A. F.*, 1933. Correlation of kinds of igneous rocks with kinds of mineralization, p. 350. In: Lindgren volume, publ. by Amer. Inst. Min. and Metallurg. Engineers, New — York.

36. *Burnol L.*, 1972. Relations entre les caractéristiques géochimiques des leucogranites du Massif — Central français et les gisements endogènes de départ acide (Be, Sn, Li). Thèse, Clermont-Ferrand.

37. *Cailleux A.*, 1946. Disposition des enclaves du granite et granitisation. Bull. Soc. géol. France. 46, 472—476.

38. *Cameron E. N., Jahns R. H., Mac Nair A. H., Page L. R.*, 1949. Internal structure of granitic pegmatites. Econ. geol. Monograph 2.

39. *Capdevilla R., Floor P.*, 1970. Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le NW de l'Espagne. Bol. geol. minero. Madrid. 81—82—83, 215—225.

40. *Carrette G.*, 1946. Relations entre la minéralisation et les venues éruptives du Massif des Montmins, Allier. Bull. Soc. franc. Minér. 69, 21.

41. *Carron J. P.*, 1970. Feldspaths, 966—970. In: Encyclopedia Universalis France. Vol. 6, 1103 p.

42. *Carron J. P., Lagache M.*, 1972. Etude du partage des éléments alcalins Na, K, Li, Rb, Cs entre les minéraux de quelques roches granitiques. 24. Congrès géol. intern., Montreal. 10, 60—66.

43. *Chaput M., Lombard J., Michel H.*, 1954. Granites et traces d'étain dans le Nord — Cameroun. Bull. Soc. géol. France. 4, 373—393.

44. *Chauris L.*, 1971. Sur quelques problèmes soulevés par les relations de diverses minéralisations avec les granites hercyniens dans le Massif armoricain, France, 117—127. In.: Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les Gîtes minéraux (Colloque 1971). Un vol. 403 p., Paris (Masson) 1973.

45. *Chauris L., Guigues J.*, 1969. Gîtes minéraux de la France. Massif Armorica. Mém. B. R. G. M., Paris. 74, 96 p.

46. *Chenevoy M.*, 1958. Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie NO du Massif — Central français. Mém. Carte géol. détaillée de la France. Un vol., 428 p.

47. *Choubert B.*, 1965. Etat actuel de nos connaissances sur la de la Guyane française. Bull. Soc. géol. France. 7, 129—135.

48. *Choubert B.*, 1966. Sur la tectonique des Guyanes. 161—167. In: Etages tectoniques (Colloque du Jubilé E. Wegmann, 1966). Un vol., 332 p., Neuchâtel, 1967.

49. *Choubert G., Fauvelet E., Hindermeyer J.*, 1952. Note sur les granites précambriens d'âge tardif de l'Anti-Atlas. 19. Co ngrès géol. Intern., Algea. Section 1, fasc. 1, 73—80.

50. *Clar E.*, 1953. Ueber die Herkunft der Ostalpinen Vererzung. Geol. Rdsch., Stuttgart. 42, 107—127.

51. *Clin M., Roche H.* de la, Poty B., 1963. Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys-Caillaouas, Pyrénées centrales. Sci. de la Terre. Nancy, 9, (2), 149—174.

52. *Cloos E.*, 1933. Structure of the Sierra-Nevada batholith. 16. Congrès géol. intern., Washington. Guidebook 16, 40.

53. *Cloos H.*, 1929. Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen. Geol. Rdsch., Stuttgart. 20, 66.

54. *Cloos H.*, 1933. Plutone und ihre Stellung in Rahmen der Krustenbewegungen. 16. Congrès géol. intern., Washington. 1, 235.

55. *Cloos H.*, 1947. Gespräch mit der Erde. Un vol., 410 p., München.

56. *Cloos H., Chudoba K.*, 1931. Der Brandberg. Neues Jb. Miner., Geol. und Pal., Stuttgart. Beilage B. 66, Abt. B, 130 p.

57. *Cloos H., Rittmann A.*, 1939. Zur Einteilung und Benennung der Plutone. Geol. Rdsch., Stuttgart. 30, 600—608.

58. *Clough C. T., Maufe H. B., Bailey E. B.*, 1909. The cauldron subsidence of Glen Coe and the associated igneous phenomena. Quart. J. Geol. Soc. London. 65, 611.

59. *Cobbing E. J., Pitcher W. S.*, 1972. The coastal batholith of central Peru. J. Geol. Soc. London. 128, № 5, 431—460.

60. *Cogné J.*, 1950. Observations au sujet d'enclaves déplacées dans le granite près de Saint-Nazaire, Loire-Inférieure. CR. Acad. Sci., Paris. 231, 1076.

61. *Cogné J.*, 1967. Les grands cisaillements hercyniens dans le Massif Armorica. In: Etages tectoniques 179—192. In: Etages tectoniques (Colloque du Jubilé E. Wegmann 1966). Un vol., 332 p., Neuchâtel, 1967.

62. *Collée A. L. G.*, 1963. A fabric study of lherzolites. Leidse geol. Medelingen. 28, 102 p., Leyden.

63. *Collins W. H.*, 1933. Derivation of granitic rocks. 16. Congrès géol. intern., Washington, 1, 271.

64. *Collomb P.*, 1951. A propos d'un phénomène de croissance secondaire dans une microgranulite filonienne. Bull. Soc. géol. France. 6e série, 1, 621.

65. *Collomb P.*, 1952. Observations sur les roches filoniennes de Villefranche-de-Rouergue. 19. Congrès géol. intern., Alger, 6, 23—27.

66. *Compton R. R.*, 1955. Trondhjemitic batholith near Bidwell Bar, California. Bull. geol. Soc. America. 66, 9—44.

67. *Coppens R.*, 1950. Etude de la radioactivité de quelques roches par l'émulsion photographique. Bull. Soc. franc. Minéralogie. 73, 217—321.

68. *Coppens R.*, 1971. Sur la radioactivité des granites. 44—61. In: Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux (Colloque 1971). Un vol. 403 p., Paris (Masson), 1973.

69. *Daly R. A.*, 1914. Igneous rocks and their origin. Un vol. New-York.

70. *Daly R. A.*, 1933. Igneous rocks and the depths of the Earth. Un vol. New-York.

71. *Daubrée A.*, 1879. Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Un vol. 828 p. Paris (Dunod).

72. *Davidson S. F.*, 1953. The gold-uranium ores of the Witwatersrand. Min. Mag., London. 88, № 2, 73.

73. *Debon F.*, 1972. Carte géologique des massifs granitiques de Cauterets et Panticosa, Pyrénées occidentales. (Une carte avec notice). B. R. G. M., Paris.

74. *Deicha G.*, 1955. Les lacunes des cristaux et leur inclusions fluides. Un vol. 126 p., Paris.

75. *Demange M.*, 1972. Application de quelques méthodes mathématiques de classification à la typologie des gisements de Pb—Zn français. Bull. B. R. G. M., Paris, Section 2, 6, 1—23.

76. *Demay A.*, 1942. Microtectonique et tectonique profonde. Mém. Carte géol. détaillée de la France. Un vol. 260 p., Paris.

77. *Demay A.*, 1952. Sur la structure et la genèse de quelques Types de microgranites. 19. Congrès géol. intern. Alger., 6, 139—151.

78. *Dennis J. G.*, 1952. Replacement dykes in the Brandberg area, SW Africa. Idem. 6, 73—75.

79. *Den Tex E.*, 1965. Metamorphic lineages of orogenic plutonism. Geol. en Mijnbouw. 4, 105—132.

80. *Despoujols P., Termier H.*, 1946. Introduction à l'étude de la métallogénie. Notes et Mémoires, Service géol. Maroc. 66, 177 p.

81. *Didier J.*, 1964. Etude petrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand. 23, 254 p.

82. *Didier J.*, 1973. Granites and their enclaves. Un vol., 393 p., Amsterdam, London, New-York (Elsevier).

83. *Didier J., Lameyre J.*, 1969a. Association de granites et de diorites quartziques au Peyron, près de Burzet, Ardèche, Massif Central français. C. R. Acad. Sci., Paris, 268, 1368—1371.

84. *Didier J., Lameyre J.*, 1969b. Les granites du Massif Central français. Contributions Min. Petrolog. (Springer). 24, 219—238.

85. *Didier J., Rocques M.*, 1960. Nature des enclaves dans les divers types de granites du Massif Central français. 21. Congrès géol. intern., Copenhague. 14, 194—206.

86. *Dietrich R. V.*, 1960. Genesis of pygmatic features. Idem. 14, 138—148.

87. *Doe B. R.*, 1970. Lead isotopes. Un vol., 137 p., Berlin (Springer).

88. *Drescher — Kaden F. K.*, 1948. Die Feldspat — Quarz Reaktionsgefüge des Granites und Gneiss. Un vol., 259 p., Heidelberg.

89. *Drescher — Kaden F. K.*, 1969. Granitprobleme. Un vol., 583 p., Berlin (Akad. Verlag).

90. *Duhoux V.*, 1949. La pétrogénèse et la métallogénèse du domaine minier de Kilo-Moto. Ann. Soc. géol. Belgique. 73, 171—243.

91. *Dunham K. C.*, 1971. Plutons beneath the English Pennines in relation to mineralization of the cover rocks. 187—190. In: Les roches plutoniques dans leur rapports avec les gîtes minéraux. (Colloque 1971). Un vol., 403 p., Paris (Masson) 1973.

92. *Eckermann H. von* 1948a. The alkaline district of Alnö Island. Undersökning Sverig. geol., Ser. Ca, 36.

93. *Eckermann H. von.*, 1948b. The genesis of the Alnö alkaline rocks. 18. Congrès géol. intern., London. 3, 94—121.

94. *Elie de Beaumont*, 1847. Note sur les émanations volcaniques et métallifères. Bull. Soc. géol. France. 2. série, 4, 1249.

95. *Ellenberger F.*, 1958. Etude géologique du Pays de Vanoise. Mém. Carte géol. détaillée de la France. Un vol. 545 p.

96. *Eller J. P. von*, 1964, 1966. Dioritisation, granitisation et métamorphisme

dans les Vosges cristallines du Nord. Bull. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine, Strasbourg, 17, № 3, 171—210, et 19, № 2, 137—161.

97. *Eller J. P. von, Fluck P. Hameurt L.*, 1970. Notice explicative de la carte géologique des Vosges moyennes. Idem 23, № 1, 29—50.

98. *Erhart H.*, 1967. La genèse des sols en tant que phénomène géologique. 2e édition. Un vol., 177 p., Paris (Masson)

99. *Eskola P.*, 1932. On the origin of granitic magmas. Miner. Petr. Mitt. 42, № 5—6, 455—481.

100. *Eskola P.*, 1933. On the differential anatexis of rocks. CR. Soc. géol. Finlande. 7, 12—25.

101. *Eskola P.*, 1938. On the esboitic cristallization of orbicular rocks. Journal Geology. 46, 448—485.

102. *Eskola P.*, 1948a. The nature of the metasomatism in the processes of granitization. 18. Congrès géol. intern, London. 3, 5—13.

103. *Eskola P.*, 1948b. The problem of the Mantled gneiss domes. Quart. J. Geol. Soc. London. 104, 461—476.

104. *Eskola P.*, 1954. Lamprophyrgang in Helsinki und die Lamprophyre-probleme. Tschermarks Min. Petr. Mitteil., 4, 329—337.

105. *Faure G., Powell J. L.*, 1972. Strontium isotope geology. Un vol., 188 p. Berlin (Springer).

106. *Fauvelet E., Hindermeier J.*, 1952. Note préliminaire sur les granites associés à des coulées rhyolitiques précambriennes au Sud d'Ouarzazate, Anti-Atlas central, et dans le Sarrho. CR. Acad. Sci., Paris. 234, 2626.

107. *Fenner C. N.*, 1933. Pneumatolytic processes in the formation of minerals and ores. p. 58. In: Lindgren volume, publ. by Amer. Inst. Min. and Metallurg. Engineers, New-York.

108. *Fersman A. E.* 1931a. Les pegmatites. Mem. Acad. Sci. U. R. S. S. (Traduction française, Louvain 1951).

109. *Fersman A. E.*, 1931b. Sur la classification géochimique génétique des pegmatites granitiques. Min. Petr. Mitteilungen. 41.

110. *Fischer G.*, 1951. Granit und Sial. Geol. Rdsch., Stuttgart. 39, 32—77.

111. *Fonteilles M.*, 1967. Appréciation de l'intérêt métallogénique du volcanisme de Madagascar à partir de ses caractères pétrologiques. Bull. B. R. G. M., Paris. 1, 121—154.

112. *Fonteilles M.*, 1971. Relation entre l'hydratation des magmas en milieu ouvert et leur activité métallogénique. 299—307. In: Les roches plutoniques dans leur rapports avec les gîtes minéraux. (Colloque 1971). Un vol. 403 p. Paris (Masson) 1973.

113. *Fonteilles M.*, 1972. Le métamorphisme. 386—475. In: Géologie tome 1 (Encyclopédie de la Pléiade). Un vol 1198 p., Paris (Gallimard).

114. *Fonteilles M., Guitard G.*, 1964. L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. CR. Acad. Sci., Paris. 258, 4299—4302.

115. *Fonteilles M., Guitard G.*, 1968a. Le comportement de l'eau dans les roches métamorphiques catazonales des Pyrénées. Idem. 267, 1133—1135.

116. *Fonteilles M., Guitard G.*, 1968b. Les domaines réactionnels de la catazone et leur interprétation par les phénomènes de déséquilibre et la mobilité de l'eau. Idem. 267, 1561—1564.

117. *Forghani A. H.*, 1965. Sur la structure annulaire du massif éruptif de Bordères, Haute-Pyrénées. Idem. 260, 6943—6945.

118. *Franssen L., Kummert P.*, 1971. Présentation d'un programme de traitement des données en géologie structurale. Ann. Soc. géol. Belgique. 94, 39—43.

119. *Frasl G.*, 1954. Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den grossen Kalifeldspaten einiger Porphyrg granite, Porphyrgnitgheise und Augengneise Österreichs. Jb. Geol. Bundesanstalt, 97, 71—131.

120. *Friedel G.*, 1926. Lecons de cristallographie. Un vol. 602 p. Paris (Berger — Levrault).
121. *Fuster J. M.* (et alii), 1968. Fuerteventura. In: Geologia y volcanologia de las Islas Canarias. Un vol. 239 p. Madrid (Instituto Lucas Mallada)
122. *Gaertner H. R.* von, 1971. Magmatisme cratonique et gisements cratonique. 349 353. In: Les roches plutoniques dans leur rapports avec les gytes minéraux (Colloque 1971). Un vol. 403 p., Paris (Masson) 1973.
123. *Gagny C.*, 1968. Pétrogénèse du granite des Crêtes, Vosges méridionales. Thèse. Nantes.
124. *Gansser A.*, 1973. Facts and Theories on the Andes. J. geol. Soc. London. 129, 93—131.
125. *Geffroy J.*, 1955. Métallogénie de l'antimoine dans les aires hercyniennes françaises. Bull. Assoc. anciens élèves geol. appliqué de Paris (n spécial).
126. *Geffroy J., Sarcia J.*, 1958. La notion de Gîte épithermal uranifère et les problèmes qu'elle pose. Bull. Soc. géol. F. France. 8, 173—190.
127. *Geffroy J., Sarcia J.*, 1960. Les minerais noirs. 1—86. In: Les minerais uranifères français. Un vol. 322 p. Paris (Presses universitaires).
128. *Gilluly J.*, 1965. Volcanism, tectonism and plutonism in the Western US. Geol. Soc. Amer., Special Paper, 80, 69 p.
129. *Gleditsch Chr.*, 1950. Sur la formation des gneiss ocellés et de granites d'anatexie d'après des observations dans des zones orogéniques de différentes époques. Bull. Soc. géol. France. 20, 345—352.
130. *Глуковский М. З., Павловский Е. В.*, 1973. О проблемах древних стадий развития Земли. Геотектоника, № 2, 3—7.
131. *Goguel J.*, 1948. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre (2e éd.). Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. détaillée de la France. Un vol. 530 p.
132. *Goguel J.*, 1953a. Le rôle de l'eau dans le régime thermique des couches superficielles. CR. Acad. Sci. Paris. 237, 82.
133. *Goguel J.*, 1953b. Le régime thermique de l'eau souterraine. Ann. Mines. Paris. 10, 3—32.
134. *Goguel J.*, 1959. La constitution interne du globe. 170—190. In: La Terre (encyclopédie de la Pléiade). Un vol. 1734 p. Paris (gallimarde).
135. *Goguel J.*, 1963. La gravimétrie. Un vol. 126 p. Paris (Presses Universitaires).
136. *Goguel J.*, 1965. Traité de tectonique (2e éd.). Un vol. 457 p. Paris (Masson).
137. *Goguel J.*, 1971. Gravimétrie. 980—983. In: Encyclopédia Universalis France. Vol. 7, 1106 p.
138. *Goguel J.*, 1973a. La dérive des continents. 249—294. In: Géologie, tome 2. (Encyclopédie de la Pléiade). Un vol. 1212 p. Paris (Gallimard).
139. *Goguel J.*, 1973b. Terre. 963—973. In: Encyclopédia Universalis France. Vol. 15, 1106 p.
140. *Goldschmidt V. M.*, 1911. Die Kontaktmetamorphose des Kristiania Gebietes. Norske Videnskaps. Akad. Skr. № 1.
141. *Gorai M.*, 1950. Proposal of twinn-method for the study of the granite problem. Geol. Soc Japan Journal. 56, № 655, 149—156.
142. *Grout F. F.*, 1933. Structural features of the Saganaga granite. 16. Congrès géol. intern., Washington. Report, p. 2551.
143. *Guimaraes D.*, 1949. Geochimismo magmatico e origem dos batolitos graníticos. Inst. tecnol. industr. Minas-Geraes. Bull. 9.
144. *Guillard G.*, 1953a. Sur la présence d'amas gabbro-dioritiques en bordure des migmatites du versant SO du Canigou, Pyrénées — Orientales. Bull. Soc. géol. France. 6. série, 3, 43—57.
145. *Guillard G.*, 1953b. La structure du massif du Canigou, Pyrénées — Orientales. Idem. 909—924.
146. *Guillard G.*, 1970. Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou, Pyrénées — Orientales. Mém. B. R. G. M., Paris. 63, 353 p.
147. *Hall A. V., Molengraaf G. A.*, 1925. The Vredefort mountain land. Verhand. Konink. Akad. Wetenschappen Amsterdam. 24, 3.
148. *Haller J.*, 1955. Der zentrale metamorphe Komplex von NE Groenland, Teil 1. Meddelelser om Grönland. 73, 3.
149. *Hameurt J.*, 1967. Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. Mém. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine. Strasbourg. 26, 402 p.
150. *Hammer W.*, 1914. Das Gebiet der Bündner Schiefer in Tirolischen Oberinntal. Jb. K. K. Geol. Reichanstalt. 64, 555—562.
151. *Harker A.*, 1902. Pétrographie. Un vol. Paris.
152. *Harker A.*, 1952. Metamorphism (3. edit). Un vol. London.
153. *Härme M.*, 1965. On the potassium migmatites of Southern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande. 29, 43 p.
154. *Harry W. T., Pulvertaft T. C. R.*, 1963. The Nunarsuit intrusive complex, South Greenland. Meddelelser om Grönland. 169, № 1, 136 p.
155. *Hess F. L.*, 1933. The pegmatites of the Western States. Lindgren volume, publ. by Amer. Inst. min. and metallurg, engineers New — York. 526—536.
156. *Holmqvist P. J.*, 1916. Swedish archaean structures and their meaning. Bull. geol. Inst. Upsala. 15.
157. *Hunahashi M., Kim C. W., Ohta Y., Tsuchiya T.*, 1968. Coexistence of plagioclases of different compositions in some plutonic and metamorphic rocks. Lithos. Oslo. 1, 356—373.
158. *Hupé P.*, 1948. Observations sur le batholite granitique hercynien du Néouvielle, Hautes Pyrénées. Bull. Soc. géol. France. 5. série. 18, CR. somm. p. 46.
159. *Hupé P.*, 1949. Sur l'existence du Gotlandien sous le granite du Néouvielle, Hautes Pyrénées. Idem. 19, CR. somm. p. 59.
160. *Hupé P.*, 1951. Sur un type nouveau d'enclaves du granites. Idem. 6. série. 1. CR. somm. p. 59.
161. *Iiyama J. T.*, 1966. Contribution à l'étude des équilibres subsolidus du système ternaire orthose — albite — à l'aide des réactions d'échange d'ions Na — K au contact d'une solution hydrothermale. Gull. Soc. franc. Min. Crist., Paris. 89, 442—454.
162. *Iiyama J. T.*, 1968. Etude expérimentale de la distribution d'éléments en traces entre deux feldspathes. Idem. 91, 130—140.
163. *Isnard P., Mallet J. L., Cazes P., Sattran V.*, 1972. Carrélations géologiques, méthodes statistiques de traitement des données 379—536. In: Traité., d'Informatique géologique publ. sous la direction de P. Laffitte. Un vol. 624 p. Paris (Masson).
164. *I. U. G. S.* (Gintern. Union geol. Sci.), 1973. Plutonic rocks, classification and nomenclature, Geotimes. Octobre 1973. 26—30.
165. *James O. B.*, 1971. Origin and emplacement of the ultramafic rocks of the Emigrant Gap area, California., J. Petrology. 12, № 3, 523—560.
166. *Jérémie E.*, 1940. Sur quelques granites des Vosges. CR. Acad. Sci., Paris. 210, 571.
167. *Jérémie E., Pruvost P.*, 1955. Observations géologiques et pétrographiques sur la région de Rostrenen, Bretagne. Bull. Serv. Carte géol. France. 53, 34 p.
168. *Johan Z., Vannier M.*, 1971. Etude géochimique et pétrographique de la partie orientale du massif granitique de la Marche Massif Central française.

- 9—16. In: Les roches plutoniques dans leur rapports avec les gîtes minéraux (Colloque 1971). Un vol. 403 p. Paris (Masson) 1973.
169. Johnston W. D., 1945. Beryl tantalite pegmatites of NE Brazil. Bull. geol. Soc. America. 56, 1015—1069.
170. Jung J., 1928. Contribution à la géologie des Vosges Hercyniennes d'Alsace. Mém. Service Carte géol. Alsace et Lorraine. Strasbourg. 2, 481 p.
171. Jung J., 1949. Les gneiss ocellés de Bort-les-Orgues, Corrèze. Annales Hébert et Haug. (Labor. Géologie Université Paris). 7, 223—238.
172. Jung J., Brousse R., 1959. Classification modale des roches éruptives. Un vol., 122 p. Paris (Masson).
173. Jung J., Crichery M., Vachias O., 1939. Contribution à l'étude de la Montagne Bourbonnaise et du Forez. Mém. Soc. géol. France. 38 (t. 16—17).
174. Jung J., Roques M., 1936. Les zones D — isometamorphisme dans les terrains cristallophylliens du Massif — Central français Revue Sci. natur. Auvergne. 1, fasc. 4, 50 p.
175. Jung J., Roques M., 1938. Les schistes cristallins du Massif Central. Bull. Serv. Carte géol. France. 39, 284—312.
176. Jung J., Roques M., 1952. Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Idem. 50, 61 p.
177. Kaitaro S. S., 1952. On the lamprophyric dikes in the Ava area, the Aland Islands. 19. Congrès géol. intern., Alger. 6, 171.
178. Karamata S., 1971. Petrologic, geochemical and metallogenetic provinces of cretaceous and tertiary age in Yugoslavia and neighbouring areas. 279—283. In: Les roches plutoniques dans leur rapports avec les gîtes minéraux (Colloque 1971) Un vol. 403 p. Paris (Masson). 1973.
179. King B. C., 1948. The form and structural features of aplite and pegmatite dikes and veins in the Osi area of the northern Nigeria. J. Geol. 56, № 5, 459—475.
180. King B. C., 1952. Structure and igneous activity in the Creag Strolamus area of Skye. Trans. Royal. Soc. Edinburgh. 62, part 2, 357—402.
181. King B. C., Swardt A. M. J. de, 1949. The geology of the Osi area, Ilorin province. Bull. Geol. Survey of Nigeria. 20.
182. Klüpfel W., 1941. Über die Altvulkane und die Neuvulkane und ihre Abstammung. Forschungen und Fortschritte 16—17, p. 191 (Même titre: Zentralblatt für Mineralogie. Abt. B. II 8, 9, 10, 11).
183. Korn H., Martin H., 1954. The Messum igneous complex in SW-Africa. Trans. geol. Soc. South-Africa, 57, 83—124.
184. Kornprobst J., 1970. Les péridotites et les pyroxénolites du massif ultrabasique des Beni Bousera, Maroc. Contributions Min. Petrology (Springer). 29, 290—309.
185. Kornprobst J., 1971. Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif, Maroc. Thèse, Université Paris VI.
186. Korzhinskii D. S., 1948. Differential mobility of components and metasomatic zoning in metamorphism. 18. Congrès géol. intern., London. 3, 65—71.
187. Korzhinskii D. S., 1960. Acidity-Alkalinity in magmatic processes. 21. Congrès géol. intern., Copenhagen, 21, 160—170.
188. Krauskopf K. B., 1968. A tale of ten plutons. Bull. Geol. Soc. America, 79, 1—18.
189. Krockström T., 1932. The Breffen doleritic dike. Bull. geol. Inst. Upsala. 28, 242—330.
190. Кузнецов Е. А., 1970. Краткий курс петрографии. Изд. МГУ.
191. Lacroix A., 1899. Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (1er mémoire). Bull. Service Carte géol. France. 10, 241.
192. Lacroix A., 1900. Idem. (2e mémoire). Idem. 11, 50.

193. Lacroix A., 1907. Produits silicatés de l'éruption du Vesuve. Un vol. Paris.
194. Lacroix A., 1893—1913. Minéralogie de la France. 5 vol. Paris.
195. Lacroix A., 1923. Minéralogie de Madagascar. 3 vol. Paris.
196. Lacroix A., 1933. Contribution à la connaissance des roches éruptives de l'Indochine. Bull. Serv. géol. Indochine. 20, № 3.
197. Lacroix A., 1934. Les minéraux d'étain et de tungstène. In: Les ressources de la France d'Outremer. t. 2. Public. Bureau d'Études géol. et min. coloniales. Un vol. Paris.
198. Laffitte P. et alii. 1972. Traité d'Informatique géologique. Un vol. 624 p. Paris (Masson).
199. Lameyre J., 1966. Leucogranite et muscovitisation dans le Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont — Ferrand. 29, 264 p.
200. Laporte A., 1965. Les gisements aurifères du Limousin et de la Marche. Bull. B. R. G. M., Paris. 1965, 1, 41—79; 2, 23—111; 3, 45—164; 4, 69—150.
201. Launay L. de, 1901. Les roches éruptives carbonifères de la Creuse. Bull. Serv. Carte géol. France. 12, 185.
202. Leake B. E., 1970. The origin of the Connemara migmatites of the Cashel district, Connemara, Ireland. Quart. J. geol. Soc. London. 125, 219—276.
203. Lemoine M., 1955. Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des Schistes lustrés du Queyras, Hautes-Alpes. Bull. Soc. géol. France. 6. série, 5, CR. somm. 94.
204. Leterrier J., 1972. Etude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut, Ariège. Thèse, Nancy.
205. Ljunggren P., 1954. The region of Halia in Dalecarlia, Sweden. Thèse, Göteborg. Un vol. 112 p.
206. Lovering T. S., 1933. Geology of Colorado. 16. Congrès géol. intern., Washington, Guidebok 19.
207. Lugeon M., 1930. Sur l'origine du granite. CR. Acad. Sci., Paris 190, 1096.
208. Machairas G., 1971. Nouvelles données sur le granite de Bourneix Haute-Vienne, et sa minéralisation aurifère et antimonifère. 170—182. In: Les roches plutoniques dans leur rapports avec les gîtes minéraux (Colloque 1971). Un vol. 403 p. Paris (Masson). 1973.
209. Mackenzie W. S., Smith J. V., 1955. The alkali feldspars. Amer. Mineralogist. 40, 707—732.
210. Magnusson N. H., 1948. Zinc and lead deposits of Central Sweden. 18. Congrès géol. intern., London. 7, 371—379.
211. Махлаев Л. В., Коробова Н. И., 1972. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Тр. СНИИГГИМС, Красноярское отд., вып. 123.
212. Marmo V., 1971. Granite petrology. Un vol. 244 p. Amsterdam (Elsevier).
213. Marre J., 1967. Granodiorites, diorites et granitoides de la partie NW du granite de Quérigut, Ariège. CR. Acad. Sci. Paris. 264, 2861—2864.
214. Marre J., 1973. Le complexe éruptif de Quérigut. Thèse, Toulouse.
215. Martin N. R., 1952. The structure of the granite massif of Flammanville, Manche, NW France. Quart. J. geol. Soc. London. 108, 311.
216. Matheron G., 1972. Théorie des variables régionalisées. 306—378. In: Traité d'Informatique géologique, publ. sous la direction de P. Laffitte. Un vol. 624 p. Paris (Masson).
217. Mehnert K. R., 1953. Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tiefen Grundgebirge ohne Zufuhr. Geol. Rdsch., Stuttgart. 42, 4—11.
218. Mehnert K. R., 1962. Zur Systematik der Migmatite. Kristalinikum, Prog. 1, 95—110.

219. *Mehnert K. R., Büsch W.*, 1966. Dioritbildung durch Remobilisation Tscherma's min. petr. Mitt. 11, № 3—4, 246—265.
220. *Mehnert K. R., Willgallis A.*, 1961. Die Alkaliverteilung im Malsburger Granit, Schwarzwald. Jb. geol. Landesanstalt Baden—Württemberg. 5, 53—115.
221. *Michel-Lévy Alb.*, 1908. Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. Bull. Serv. Carte géol. France. 18, 193.
222. *Michel-Lévy Alb.*, 1930. Quelques observations sur les formations primaires du Morvan. Livre Jubilaire Centenaire Soc. géol. France, 2, 513—517.
223. *Michel-Lévy Alb., Wyart J.*, 1946. Reproduction synthétique de la topaze, de la cryolite et du corindon. Bull. Soc. franc. Minéralogie. 69, 156—161.
224. *Michel-Lévy Alb., Wyart J.*, 1947. Reproduction artificielle des minéraux silicatés à haute pression. Mém. Soc. géol. France. 26, № 55, 26 p.
225. *Michel-Lévy Auguste*, 1889. Structure et classification des roches éruptives. Un vol. Paris.
226. *Michot P.*, 1948. L'équilibre minéralogique dans les roches éruptives et le cadre géologique. Acad. Royale Belgique. Bull. classe des Sciences. 5. série, 34, 167—187.
227. *Michot P.*, 1948. Essai d'une classification naturelle des roches granitiques. Idem. 449—458.
228. *Michot P.*, 1956. Structure tectonique dans la catazone norvégienne. Idem. 42, 209—227.
229. *Michot P.*, 1965. Lesorogènes fondamentaux. Freiburger Forschungshilfe Heft C., 190, 49—62.
230. *Moort J. C. van*, 1966. Les roches cristallophylliennes des Cévennes et les roches plutoniques du Mont-Lozère. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand. 31, 272 p.
231. *Moreau M., Ranchin G.*, 1971. Altérations hydrothermales et contrôles tectoniques dans les gîtes filoniens d'uranium intragranitiques du Massif—Central français. 77—100. In: Les roches plutoniques dans leur rapports avec les gîtes minéraux (Colloque 1971). Un vol., 403 p., Paris (Masson) 1973.
232. *Morin Ph.*, 1952. Mica et béryl. 337—346. In: Géologie des gîtes minéraux marocains. Notes et Mémoires Serv. géol. Maroc № 87.
233. *Morton D. R., Goble R. J., Fritz P.*, 1974. The mineralogy, sulfur isotope composition and origin of some copper deposits in the Belt Supergroup, SW Alberta, Canada. Mineral deposits, Berlin. 9, 223—241.
234. *Muchemle G.*, 1943. Sur la radioactivité élevée des roches du terrain houiller du Nord de la France. CR. Acad. Sci., Paris. 216, 270.
235. *Muir I. D.*, 1953. A local potassic modification of the Ballachulish granodiorite. Geol. Mag. 90, № 3, 182—192.
236. *Murthy V. R., Patterson C.*, 1961. Lead isotopes in ores of Butte, Montana. Econ. Geol., 56, 59—67.
237. *Nieuwenburgh C. J. van, Zon van*, 1935. Recueil Trav. Chim. Pays—Bas. 54, 129—132.
238. *Nieuwenkamp W.*, 1949. De Oorsprong der Materie bij endogene Geesteente Vorming. Geologie en Mijnbouw, 289—300.
239. *Niggli E.*, 1952. Zur Entstehung der Aplit-Pegmatitgänge im Konkathof des Godolphin-Granites, Cornwall, England. 19. Congrès géol. intern., Alger. 6, 35—41.
240. *Niggli E.*, 1953. Zur Stereometrie und Entstehung der Aplit—Granit—und Pegmatitgänge im Gebiete von Sept-Laux, Belledonne—Massiv. Leidse geol. Mededelingen. 17, 215—236.
241. *Noe—Nygaard A., Berthelsen A.*, 1952. On the structure of a high-metamorphic gneiss complex in West Greenland. Meddelelser Dansk geol. Forening. 12, № 2, 250—265.
242. *Normand D., Phan K. D.*, 1968. Répartition géochimique de l'or dans le district de Saint-Yrieix, Massif—Central français. 23. Congrès géol. intern., Praha, 7, 367—382.
243. *Otto J.*, 1971. Die quarzdioritischen Einschlüsse im Granit von Oberkirch, Nord-Schwarzwald. Thèse. Freiburg-i-Br. 221 p.
244. *Otto J., Wimmenhauer W.*, 1973. Les enclaves dans les granites de la Forêt-Noire. Bull. Soc. géol. France. (7), 15, 199—208.
245. *Oulianoff N.*, 1937. Superpositions des tectoniques successives. Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat. 59, 429—436.
246. *Ovtracht A., Tamain G.*, 1971. Tectonique, migration des «centres chauds» et minéralisations dans le Sud de la Meseta ibérique, Espagne. 191—211. In: Les roches plutoniques dans leur rapports avec les gîtes minéraux (Colloque 1971) Un vol. 403 p. Paris (Masson). 1973.
247. *Paige S.*, 1933. The region around Santa-Rita and Hanover, New-Mexico. 16. Congrès géol. intern., Washington. Guidebook 14, p. 23.
248. *Павловский Е. В.*, 1948. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5.
249. *Павловский Е. В.*, 1971. Ранние стадии в развитии земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
250. *Павловский Е. В., Марков М. К.*, 1963. Некоторые общие вопросы геотектоники. (О необратимости развития земной коры). Сб. «Структуры докембрия и связи магматизма с тектоникой» Изд. АН СССР.
251. *Pédro G., Robert M.*, 1971. Altération des granites. 948—949. In: Encyclopedia Universalis France. Vol. 7. 1105 p.
252. *Pélissonnier H.*, 1965. Le problème des concentrations naturelles des substances minérales. Ann. Mines, Paris. 1965, 1—36.
253. *Pérarni R.*, 1971. Contribution à l'étude expérimentale de la microfissuration des roches sous actions mécaniques et thermiques. Thèse. Toulouse.
254. *Perrin R., Roubault M.*, 1939. Le granites et les réactions à l'état solide. Bull. Serv. Carte géol. Algérie. 5e série, 4, 180 p.
255. *Perrin R., Roubault M.*, 1945. A propos de la note de M. Lapadu—Hargues sur les schistes cristallins. Bull. Soc. géol. France. 5e série, 15, CR. somm. 122.
256. *Perrin R., Roubault M.*, 1949. Des critères permettant de déterminer le mode de formation des filons à bords parallèles injection ou remplacement. Idem. 19, 641—656.
257. *Perrin R., Roubault M.*, 1951. Réflexions et discussions à la suite de récents travaux sur les feldspaths. Idem. 6e série, 1, 105—117.
258. *Perrin R., Roubault M.*, 1955. Granites à enclaves dites déplacées et naissance in situ de schistosités discordantes ou contournées. Sciences de la Terre, Nancy. № hors série (Colloque), 105—118.
259. *Persat N.*, 1967. Etude des principaux types de structures granitoides. Rev. Sci. Nat. Auvergne, Clermont-Ferrand. 33, 11—50.
260. *Phan K. D.*, 1969. Skarns et minéralisations associées. Chron. Mines et Rech. min., Paris. № 387—388, 291—362.
261. *Pitcher W. S.*, 1953a. The Rosses granitic ring-complex, Donegal, Eire. Proc. Geologist's Assoc., London 64, № 3, 153—182.
262. *Pitcher W. S.*, 1953b. The migmatitic Older Granodiorite of Thorr district, Donegal. Quart. J. geol. Soc. London. 108, (4), 413.
263. *Pitcher W. S.*, 1972. The coastal batholith of Peru, some structural aspects. 24. Congrès géol. intern., Montreal, Section 2.
264. *Полканов А. А.*, 1955. Проблемы происхождения гранитов платформенных областей. ДАН СССР, сер. 5.
265. *Raguin E.*, 1927. Contribution à l'étude de la tectonique dans la région ouest du Massif—Central français. Bull. Serv. Carte géol. France. 30, 419—475.

266. *Raguin E.*, 1934a. Le granite du Lys dans la Haute-Garonne. Bull. Soc. géol. France. 5e série, 4, 421—430.
267. *Raguin E.*, 1934b. Observations sur les gîtes métallifères de contact. Idem. 4, 563—571.
268. *Raguin E.*, 1949a. Sur l'évolution du granite de Querigut, Ariège. Idem. 19, 181—188.
269. *Raguin E.*, 1949b. Métallogénie hydrothermale et failles vivantes. Idem. 19, 415—426.
270. *Raguin E.*, 1950. Observations nouvelles sur le granites de Querigut, Ariège. Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, 85.
271. *Raguin E.*, 1953. Front de migmatites et métallogénie pyrénéenne. Geol. Rdsch., Stuttgart. 42, 59—62.
272. *Raguin E.*, 1966. Sur la classification des granites et l'importance des granites de cratons. CR. Acad. Sci., Paris. 262, 333—336.
273. *Raguin E.*, 1967. De quelques particularités de la chaîne alpine d'Hida-ka au Japon. Bull. Soc. géol. France. 9, 141—146.
274. *Raguin E.*, 1970. Pétrographie des roches plutoniques. Un vol. 239 p. Paris (Masson).
275. *Raguin E., Destombes J. P.*, 1948. Le massif granitique du Lys — Cail-laouas dans la Haute-Garonne. Bull. Soc. géol. France. 28, 75—88.
276. *Ramdohr P.*, 1955. Neue Beobachtungen an Erzen des Witwatersrands in Südafrika. Abhandl. Deutsch. Akad. Wiss., Berlin (Kl. Math.). 1954, № 5.
277. *Ranchin G.*, 1970. La géochimie de l'uranium et la différenciation tion granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin. Thèse. Nancy.
278. *Rankama K., Sahama T. G.*, 1950. Geochemistry. Un vol. 912 p. Chicago university press.
279. *Read H. H.*, 1944. Meditations on granite (part 2). Proc. Geol. Assoc. 55, (2), 45—94.
280. *Read H. H.*, 1948. In: Origin of granite. Geol. Surv. U. S. A. Mem. 28.
281. *Read H. H.*, 1953. (Observation à la suite de la communication de W. S. Pitcher 1953b)
282. *Rein G.*, 1961. Die quantitativ-mineralogische Analyse des Malsburger Granitplutons, Jahrb. geol. Landesamt Baden — Württemberg. 5, 53—116.
283. *Reinhard M.*, 1936. Ueber Gesteinsmetamorphose in den Alpen. Jaarboek Mijnbouwkundige Vereniging, 1934—35. p. 39. Delft 1936.
284. *Reynolds D.*, 1946. The sequence of geochemical changes leading to granitization. Quart. J. geol. Soc. London. 102, 389.
285. *Reynolds D.*, 1951. The geology of Slieve Gullion. Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 62, (1), № 4, 85—143.
286. *Reynolds D.*, 1956. Calderas and ring-complexes. Verhandl. Kon. Ne-derlansch. geol. mijnbouwkundig Genootschap. 16, 355—379.
287. *Rinne F.*, 1949. La science des roches (4. édit.). 693 p. Paris.
288. *Rittmann A.*, 1936. Vulkane und ihre Tätigkeit. Un vol. Stuttgart.
289. *Rocci G., Fabries J.*, 1964. De la signification pétrogénétique des miné-reaux caractéristiques des granites. CR. Acad. Sci., Paris. 258, 256—259.
290. *Roeber W. P.* de, 1957. Sind die alpinotypen Peridotmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? Geol. Rdsch., Stuttgart. 46, 137—146.
291. *Romeu A.* de, 1907. Les roches filoniennes paléozoïques non granitiques des Pyrénées. Bull. Soc. français Minéralogie. 30, 110.
292. *Roques M.*, 1941. Les schistes crisallins de la partie sudouest du Mas-sif — Central français. Mém. pour servir à l'explication de la Carte géol. détail-lée France. 527 p.
293. *Rosen A.* de, 1965—66. Evolution continue d'un massif ganitique et suc-cession minérale: le massif des Collettes à Echassières, Allier. Bull. Soc. franc. Miner. Crist. 88, 678—687 et 89, 155—176.
294. *Rosenbusch H.*, 1877. Die Steigerschiefer und ihre Kontaktzone an den Graniten von Barr-Andlau und Hohmald. Abhandl. geol. Landesanstalt Elsass-Lothringen. Vol. 1.
295. *Rosenbusch H.*, 1910. Elemente der Gesteinslehre. (2. édit.). 692 p. Stuttgart.
296. *Poubault M.*, 1934. La Kabylie de Collo. Bull. Serv. Carte géol. Algérie. 2. série, 10, 272 p.
297. *Roubault M., Lenoble A., Gangloff A.*, 1952. Nouvelles observation tions sur les pegmatites de Madagascar. 19. Congrès géol. intern., Alger. 6, 180—199.
298. *Saager R.*, 1973. Metallogenese präkambrischer Goldvorkommen in den-vulkano-sedimentären Gesteinkomplexen der Swaziland-Sequenz in Süd-Afrika. Geol Rdsch., Stuttgart. 62, 888—901.
299. *Sajiannikoff A.*, 1954. Classification des pegmatites du Congo belge et du Ruanda-Urundi. Ann. Soc. géol. Belgique, 78, 57.
300. *Sander B.*, 1930. Gefügekunde der Gesteine. Un vol. Wien.
301. *Sander B.*, 1950. Einführung in der Gefügekunde der geologischen Körper. Un vol. Wien.
302. *San Miguel Arribas A.*, 1952. Observations pétrologiques sur les roches lamprophyriques de la Costa Brava Catalana. 19. Congrès géol. intern. Alger. 6, 77—99.
303. *Savolahti A.*, 1962. The Rapakiwi problem and the rules of idiomor-phism in minerals. Bull. Comm. géol. Finlande. 204, 33—111.
304. *Schaller W. T.*, 1933. Pegmatites. 144—151. In: Lindgren Volume, publ. by Amer. Inst. Mining and metallurg. Engineers. Un vol. 797 p.
305. *Schermerhorn L. J. C.*, 1956. Petrogenesis of a porphyritic granite, East of Oporto, Portugal. Tschermarks Min. Petr. Mitt. 6, № 1—2, 73—115.
306. *Scheumann K. H.*, 1952. Die Bedeutung der lamprophyrischen Differen-tiation für die Herkunft granitischer Plutonite. 19. Congrès géol. intern., Alger. 6, 163—168.
307. *Schmidt W.*, 1932. Tektonik und Verformungslehre. Un vol. Berlin.
308. *Schneiderhöhn H.*, 1941. Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Vol. 1. 858 p. Jena.
309. *Schneiderhöhn H.*, 1961. Die Erzlagerstätten der Erde. Vol. 2. (Pegma-tite). 720 p. Stuttgart.
310. *Scrivenor J. B.*, 1928. The geology of Malayan ore deposits. Un vol. 216 p. London.
311. *Sederholm J. J.*, 1907. Om granit och gneiss. Bull. Comm. géol. Finlan-de 23.
312. *Sederholm J. J.*, 1916. On synantetic minerals. Idem. 48.
313. *Sederholm J. J.*, 1923 et 1926. On migmatites and associated precamb-rian rocks south-western Finland. Idem. Part 1, 58 et Part 2, 77.
314. *Sederholm J. J.*, 1928. On orbicular granites. Idem. 83.
315. *Shand S. J.*, 1917. The pseudotachylit of Parijs, Orange Free State. Quart. J. Geol. Soc. London. 72, № 287, 198—221.
316. *Shand S. J.*, 1927. Eruptives rocks. 2. edit. Un vol. 360 p. London.
317. *Simonen A.*, 1940. Orbicular rocks in Kemijärvi and Esbo. CR. Soc. géol. Finlande. 14, 107—142.
318. *Simonen A.*, 1950. Three new boulders of orbicular rocks in Finlande. Idem. 23, 31—38.

319. *Sitter L. U. de, Sitter-Koomans C. M. de*, 1949. The geology of the Bergamask Alps. Leidse géol. Mededelingen. 14.
320. *Sosmann R. B.*, 1950. Centripetal genesis of magmatic ore deposits. Geol. Soc. Amer. Bull. (Abstract). 61, 1505.
321. *Spurr J. E.*, 1923. The ore magmas. 2 vol. 915 p. New — York.
322. *Stewart D. B.*, 1956. Rapakiwi granite from Eastern Penobscot Bay, Maine. 20. Congrès géol. intern., Mexico. 11a, 293—320.
323. *Streckeisen A.*, 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. Neues Jb. Miner. Abh., Stuttgart. 107, 144—240.
324. *Struillou R.*, 1973. Altération et altérabilité des roches silicatées en climat tempéré dans l'optique de la géologie de l'ingénieur. Thèse. Paris — Sud.
325. *Suess E.*, 1897—1921. La face de la Terre. (Trad. E. de Margerie). 3 vol. Paris (Armand Colin).
326. *Sullivan C. J.*, 1948. Ore and granitization. Econ. geol. 43, 471—498.
327. *Tagini B.*, 1971. Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Bull. Direction Mines et Géologie de Côte d'Ivoire. 5, 302 p.
328. *Тагарин А. И.*, 1971. Минералогические фации гранитов малых и средних глубин на Дальнем Востоке. Тр. ДВГИ. АН СССР.
329. *Teilhard de Chardin P.*, 1946. Remarques sur les flexures continentales de Chine. Bull. Soc. géol. France. (5), 16, 497.
330. *Termier H., Termier G.*, 1945., Le massif de Tichka. Bull. Soc. géol. France. 5. série, 15, CR. somm. pp. 35, 45, 65.
331. *Termier H., Termier G.*, 1953. Géologie et pétrogénèse. Public. Serv. Carte géol. Algérie. (Nouvelle série). 2. 177 p.
332. *Termier H., Termier G.*, 1971a. Sur la genèse du granite et du diorite dans le massif du Tichka, Haut-Atlas, Maroc. CR. Acad. Sci. Paris. (Série D). 272, 535—537.
333. *Termier H., Termier G.*, 1971b. Le massif granitodioritique du Tichka, Haut — Atlas occidental, Maroc. (Vol. 1). Notes et Mém. Serv. géol., Rabat. 216, 240 p.
334. *Termier H., Owodenko B., Agard J.*, 1950. Les gîtes d'étain de la région d'Oulmès. Idem. 82, 328 p.
335. *Termier Pierre*, 1897. Sur le granite du Pelvoux. CR. Acad. Sci., Paris. 124, 317.
336. *Termier Pierre*, 1899. Microgranites de la vallée de la Guisanne, bord nord du massif du Pelvoux. Bull. Soc. géol. France. 3. série. 27, 399.
337. *Termier Pierre*, 1910. Sur la genèse des terrains cristallophylliens. 11. Congrès géol. intern., Stockholm.
338. *Thadeu D.*, 1973. Les gisements stannio-wolframitiques du Portugal. Ann. Soc. géol. Belgique. 96, 5—30.
339. *Thiébaud J.*, 1951. Etude géologique des terrains métamorphiques de la Grande-Kabylie. Bull. Serv. Carte géol. Algérie. 5. série (Pétrographie), 6.
340. *Thomas H. H., Campbell-Smith W.*, 1932. Xenoliths of igneous origin in the Trégastel-Ploumanach granite. Quart. J. geol. Soc. London. 88, 274—296.
341. *Tilley C. E.*, 1949. An alkali facies of granite at granite — dolomite contacts in Skye. Geol. Mag. 86, 81—93.
342. *Tilley C. E.*, 1951. The zoned contact skarns of the Broadford area, Skye. Mineralog. Mag., London. 29, 621—666.
343. *Tuominen H. V.*, 1961. The structural position of the Orijärvi granodiorite. CR. Soc. géol. Finlande. 33, 499—515.
344. *Tuominen H. V.*, 1966. On synkinematic svecofennian plutonism. Idem. 38, 387—392.
345. *Turner F. J.*, 1951. Observations on twinning of plagioclases in metamorphic rocks. Amer. Mineralogist. 36, 581—589.
346. *Turner E. J., Verhoogen J.*, 1951. Igneous and metamorphic petrology. Un vol. 602 p. New-York.
347. *Tuttle O. F.*, 1952a. Optical studies on alkali feldspars. 553—567. Amer. J. Sci. (Bowen Volume). 627 p.
348. *Tuttle O. F.*, 1952b. Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic silic rocks. J. Geol. 60, № 2, 107—124.
349. *Tuttle O. F.*, 1955. L'origine et la classification des granites à la lumière des études expérimentales. Sciences de la Terre, Nancy. Numéro hors série (Colloque 1955). 299—309.
350. *Tuttle O. F., Bowen N. L.*, 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{Na AlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . Geol. Soc. Amer. Mem. 74.
351. *Vance J. A.*, 1969. On synneusis. Contrib. Mineral. and Petrol. 24, 7—29 (Springer).
352. *Varlamoff N.*, 1946. La répartition de la minéralisation d'après la clef géochimique de Fersman. Ann. Soc. géol. Belgique. 70, 108—138.
353. *Varlamoff N.*, 1948. Gisements de cassitérite de la région de Kalima, Maniema, Congo Belge. Idem. 71, 194—237.
354. *Varlamoff N.*, 1949. Granites et minéralisation au Maniema. Idem. 73, 111—169.
355. *Varlamoff N.*, 1956. Matériaux pour l'étude des pegmatites des Congo Belge et du Ruanda-Urundi. Idem. 79, 385—403.
356. *Varlamoff N.*, 1971. Considérations sur les types de pegmatites et leurs répartitions spatiales dans ou autour des granites du Centre et de l'Ouest africain: 145—165. In: Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux (Colloque 1971). Un vol. 403 p., Paris (Masson) 1973.
357. *Varlamoff N.*, 1972. Central and West African rare-metal granitic pegmatites. Mineralia deposita. 7, 202—216, Berlin.
358. *Velde D.*, 1968. Les transformations de l'olivine dans les lamprophyres et les lamproïtes. Bull. Soc. géol. France. 10, 601—612.
359. *Velde D.*, 1969a. Minettes et kersantites. Thèse. Paris VI. 235 p.
360. *Velde D.*, 1969b. Les micas des lamprophyres. Bull. Soc. français Minér. Crist. 92, 203—223.
361. *Velde D.*, 1971. Les lamprophyres à feldspath alcalin et biotite. Minettes et roches voisines. Contrib. Miner. Petrol. 30, 216—239 (Springer).
362. *Vernadsky W.*, 1924. La géochimie. Un vol. 404 p. Paris (Alcan).
363. *Vialette Y.*, 1973. Age des granites du Massif — Central français. Bull. Soc. géol. France. 15, 260—270.
364. *Vidal P.*, 1973. Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif Armoricaire. Idem. 15, 239—245.
365. *Vlad S., Vasiliu C.*, 1969. Some chemical characteristics of the pyroxenic skarns from Dognecea, Banat, Romania, Norsk. geol. tidssk. Oslo. 49, 4.
366. *Vlassov K. A.*, 1955. Les différenciations par émanation et par cristallisation comme facteurs de concentration des éléments rares. Sciences de la Terre. Nancy. № hors série (Colloque). 197—212.
367. *Waard D. de*, 1949. Tectonics of the Mont-Aigoual pluton in the south — eastern Cevennes, France. Proc. Kon. Nederlandsche Akad. van Wetenschappen. 52, № 43, 389—403.
368. *Wahl W.*, 1925. Die Gesteine des Wiborger Rapakiwigebietes. Fennia. 45, № 20, 127 p.
369. *Wahl W.*, 1937. The granites of the Finnish part of the Svecofennian archaean mountain chain. Bull. Comm. géol. Finlande. 115, 489—505.
370. *Walton M. S.*, 1952. In: 19. Congrès géol. intern., Alger. CR. des excursions au Maroc. (Granite de Scoura). Un vol. 92 p. Rabat.

371. *Walton M. S.*, 1955. The emplacement of granite. *Amer. J. Sci.* 253, 1—18.
372. *Warren Hamilton*, 1960. Silicic differentiates of lopoliths. 21. Congrès géol. intern. Copenhagen. 13, 59—67.
373. *Watanabe T.*, 1943. Geology and mineralisation of the Suian district, Tyôsen (Korea). *J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Serie 4*, 6 № 3—4.
374. *Watznauer A.*, 1969. Gefügeanalytische Untersuchungen in Massengesteinen und ihre Bedeutung für die Lösung felsmechanischer Probleme. *Rock Mechanics*. 1, 241—248.
375. *Watznauer A., Behr H. J.*, 1966. Quarzregelung in magmatischen Gesteinen. *Tschermaks miner. petr. Mitt.*, Wien. 11, № 3—4, 288—303.
376. *Wegmann E.*, 1930. Über Diapirismus. *Bull. Comm. géol. Finlande*. 92, —58,—76.
377. *Wegmann E.*, 1931a. Übersicht über die Geologie des Felsgrundes im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Onas. *Idem*. 89, 1—65.
378. *Wegmann E.*, 1931b. Über einige Deformations- und Bewegungstypen Kristalliner Schiefer. *Idem*. 93, 40—54.
379. *Wegmann E.*, 1932. Note sur le boudinage. *Bull. Soc. géol. France*, 2, 477—491.
380. *Wegmann E.*, 1935. Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rdsch.*, Stuttgart. 26, 305—350.
381. *Wegmann E.*, 1935b. Über einige Fragen der Tiefentektonik. *Idem*. 26, 448—452.
382. *Wegmann E.*, 1938. Geological investigations in Southern Greenland. *Meddelelser om Gronland*. 113, № 2.
383. *Wegmann E.*, 1947. Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. *Bull. Comm. géol. Finlande*. 140, 223—238.
384. *Wegmann E.*, 1955. Les ordres de grandeur dans les phénomènes metasomatiques des roches. *Sciences de la Terre, Nancy. № hors-série (Colloque)*. 169—176.
385. *Wegmann E.*, 1963. Tectonic patterns at different levels. *Geol. Soc. South Africa. (Annexe to vol. 66)*. 78 p.
386. *Wegmann E.*, 1964. Über zyklische Entwicklung im Rahmen der Krustenbewegungen. *Geol. Rdsch. Stuttgart*. 54, 733—758.
387. *Wegmann E.*, 1966. Evolution cyclique des infrastructures continentales. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* Wien. 11, № 3—4, 223—245.
388. *Wegmann E., Kranck E. H.*, 1931. Beiträge zur Kenntnis der Svecofeniden in Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande*. 89.
389. *Weppe M.*, 1950. Contribution à l'étude des gîtes de tungstène français. *Géologie appliquée et Prospection minière. Nancy*. 3, № 1, 1—2—3.
390. *Westerveld J.*, 1936. The granites of the Malayan tin-belt compared with tin-granites from other regions. *Proc. Kon. Akad. Wetenschappen Amsterdam*. 39, № 10, 1199.
391. *Westerveld J.*, 1941. Mineralisatie op de Tineilanden. *Jb. der Mijnbouwkundige studenten te Delft*. 1938—31, 187.
392. *Whitten E. H. T.*, 1960. Quantitative evidence of palimpsestic ghost stratigraphy from modal analysis of a granitic complex. 21. Congrès géol. intern., Copenhagen. 14, 182—193.
393. *William H., Turner E. J., Gilbert C. M.*, 1955. Petrography. Un vol. 406 p. San — Francisco.
394. *Wimmenhauer W.*, 1973. Granites et lamprophyres. *Bull. Soc. géol. France*. 15, 195—197.
395. *Winkler H. G. F.*, 1960. La genèse du granite et des migmatites par

- anatexie expérimentale. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dynamique, Paris*, 3, № 2, 67—76.
396. *Winkler H. G. F.*, 1965. Petrogenesis of metamorphic rocks. Un vol. 220 p. (Springer). Trad. française, un vol. 188 p. Gap (Ophrys).
397. *Winkler H. G. F., Platen H. von*, 1957—1960. Experimentelle Gesteinsmetamorphose. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 13, 42—69; 15, 91—112; 18, 294—316.
398. *Wyart J.*, 1947. Solubilité de la potasse dans la vapeur d'eau et cristallisation de la silice amorphe. *Bull. Soc. franç. Minéralogie*. 70, 38.
399. *Wyart J.*, 1972. Silice. 1026—1030. In: *Encyclopedia Universalis France*. Vol. 14. 1105 p.
400. *Wyart J., Sabatier G.*, 1956. Transformation mutuelle des feldspaths alcalins. *Bull. Soc. franç. Miner. Crist.* 79, 574—581.
401. *Wyart J., Sabatier G.*, 1959. Transformation des sédiments pélitiques à 800° sous pression de 1800 bars, et granitisation. *Idem*. 82, 201—210.
402. *Youtchev Y. C.*, 1965. Notions fondamentales sur la géologie et les richesses minérales du territoire de la République Populaire de Bulgarie. (Résumés en français et anglais). 7. Congrès Association géol. Carpatho-Balkanique. Sofia. Un vol. 223 p.
403. *Заварицкий А. Н.*, 1947. О пегматитах, как промежуточных образований между изверженными горными породами и рудными жилами. *Зап. ВМО, вып. 1*.

УКАЗАТЕЛЬ СПЕЦИАЛЬНЫХ ТЕРМИНОВ

(Цифры указывают страницы, где дано определение терминов)

Автоморфный 11
Автопневматолит 38
Агматит 65
Адамеллит 45
Аллотриоморфная (структура) 29
Аляскит 155
Анатексис 64
Анатексис дифференциальный 73
Анатектит 65
Антецедентная (жила) 125
Аплит 154
Апогранит 38
Артерит 65
Ассимиляция 76
Астеносфера 256
Барилит 42
Батолит 47
Бластез 33
Бластомилонит 185
Будинаж 123
Вариационные фации 146
Венит 65
Включение 89
Вулканиит 12
Гиперсольвус (гранит) 45
Гипидиоморфная (структура) 29
Гомеогенное (включение) 90
Гранитизация 18
Гранитоид 11
Гранобластовая (структура) 108
Гранофир 154
Гранулит: разновидность гнейса кага-
зоны
Грейзен 120
Дайка: мощная и неправильная жила
Дактилитовая: структура минерала,
который имеет тонкие пальцеобраз-
ные отростки
Диабластовая (структура) 108
Диадизит 69
Диапир 56
Диктионит 224
Диссогенит 100
Дифференциация 142
Друзы 148
Жеода см. друзы
Жила с раздвиганием стенок 160
Жильная масса: совокупность мине-
ралов, сопровождающих руду

Зальбанд: поверхность, отделяющая
жилу от вмещающей породы
Игнимбрит: вулканический туф, сце-
ментированный в результате незна-
чительного плавления
Идиоморфная (структура) 11
Ихор 65
Кальдера: округлая и обрушенная
зона в центре крупного вулканиче-
ского аппарата
Катазона: глубинная зона региональ-
ного метаморфизма
Катаклиз, катаклизический 179
Кларк 201
Клоосовская (тектоника, по Г. Кло-
осу)
Конвекция: движение жидкости, обя-
занное разнице температур
Коннатный: определяет воду, накоп-
ленную в порах осадочной породы
Контактовый (метаморфизм) 50
Кратон 268
Криптопертит 22
Кристаллобластез, кристаллобласти-
ческий (структура) 106
Ксенокристалл 90
Ксенолит 90
Ксеноморфная (структура) 11
Куфолит 42
Лакколит: плоская магматическая ин-
трузия под пластами, которые она
приподнимает
Лампрофир 168
Лейкогранит 45
Лейкократовый 20
Лепидобластовая (структура) 107
Лептинолит 103
Линеамент 230
Литосфера 257
Литофиза 12
Лополит 252
Магма 17
Макроструктура 29
Мегаструктура 29
Мезозона: средняя зона регионально-
го метаморфизма
Мезостазис 12
Меланократовый 20
Метасоматоз 16

Миаролитовая (структура) 31
Мигма 68
Мигматит 64
Микропегматит 37
Микроструктура 29
Милонит 179
Минерализаторы 156
Мирмекит 36
Модальный, мода 43
Небулит 65
Нематобластовая (структура) 107
Неосома 66
Нормативный, норма 43
Орбикулярная (структура) 84
Ореол 102
Ороген: тектоническое сооружение,
связанное с орогеней
Ортогнейс 184
Офталмит 67
Палеосома 66
Палингенез 72
Парагнейс 185
Пегматит 155
Перегородчатая (структура) 32
Пертит 22
Плагидиоморфная (структура) 31
Плутон 47
Плутонит, плутоническая порода 11
Пневматогенное включение 148
Пневматолит, пневматолит 102
Пойкилитовая (структура) 106
Порфир: зернистая порода с двумя
периодами кристаллизации
Порфиобласт 106
Протоклаз 182
Псевдотахилит 182
Птигматитовая (складка) 223
Рапакиви 86
Реоморфизм 16
Ресисторы 105

Реститы 90
Реювенация 185
Роговик 104
Септа 65
Сналь 256
Сима 256
Синмигматическая (складка) 67
Синнейсис 40
Скарн 104
Соссюритизация 177
Стресс: механическое напряжение в
состоянии анизотропного сжатия в
некоторой среде
Строматит 67
Субсольвус (гранит) 46
Тектонит 129
Факолит 58
Фасматокластическая (структура) 94
Фенобласт 106
Фенокристалл: крупный кристалл в
тонкозернистом мезостазисе
Флебит 67
Фронт химический 80
Хонолит 58
Чарнокит 45
Шлиры 131
Шток 47
Штокверк: сеть переплетенных про-
жилков
Эмбрехит 65
Эналлогенное (включение) 90
Эндометасоматоз 37
Эндоморфизм 97
Эндополигенное (включение) 90
Эпидиолит 65
Эпизона: верхняя зона регионального
метаморфизма
Эписениит 38
Эффект Седерхольма 186
Ювенильный 189

Предисловие	Стр. 5
Введение	10
Глава I. Общие положения	11
Определение гранита	11
Противопоставления и переходы	12
Фактор времени. Эволюция гранита	14
Понятия и терминология	14
План книги	18
Глава II. Состав гранита	19
Минералы гранита	19
Полевые шпаты (20). Кварц (24). Слюды (26). Амфибол, пироксен, оливин (27). Акцессорные минералы (27)	
Зернистость, структура и текстура гранита	28
Зернистость (28). Структура и текстура (29)	
Эволюция кристаллов в граните	32
Ряд Розенбуша (32). Другие признаки последовательности равновесных состояний (35). Эндометасоматоз (37). Изменения физического и химического состояния гранита в процессе образования (38). Признаки движения вещества во время кристаллизации (41)	
Химический состав и классификация	42
Химическая классификация Лакруа (43). Модальная классификация (43). Размах изменений гранитоидов (45). Особые разновидности (45)	
Глава III. Гранит в своем залегании. Локализованные массивы	46
Батолиты	47
Дополнительные купола и апофизы батолитов (48). Граница батолитов (48). Ореолы и жилы, сопровождающие батолиты (50). Сложные батолиты (51). Диапировые батолиты (56)	
Стратиформные массивы	57
Факолиты и хонолиты (58)	
Субвулканические массивы. Кольцевые комплексы	59
Разнообразие гранитных массивов	63
Глава IV. Гранит в своем залегании (продолжение)	63
Анатектический гранит со свитой мигматитов	63
Описание мигматитов	64
Строение мигматитовых массивов	68
Зональность мигматитов (69). Стратиформные мигматиты (70)	
Граниты промежуточного типа	71
Петрогенез мигматитов. Анатексис	72
Экспериментальный анатексис (74)	
Заключение по анатексису (75)	
Химический состав анатектических гранитов	75
Глава V. Ассимиляция гранитом	76
Краевая фация гранита	77
Виды контактовых гранитов (77). Химизм краевых гранитов (79)	

Постепенные или резкие границы (81). Порфировая краевая фация (82). Орбикулярная фация (84)	
Фация рапакиви (86)	
Включения	89
Механизм образования. Подвижность или фиксированность включений (92). Химическая эволюция включений (95)	
Эндоморфизм	97
Петрография эндоморфизованных пород (99). Роль минерализаторов и контактового метаморфизма (100)	
Заключение	101
Глава VI. Ореол гранита	101
Продукты контактового метаморфизма	102
Развитие и структуры	105
Роль пневматолита. Скарны	109
Скарны (113)	
Химические фронты в ореоле	115
Основной фронт (118). Кремне-щелочной фронт (119). Поздний пневматолитовый фронт (120)	
Механические деформации в ореоле	122
Поверхности перерыва в ореоле	124
Экраны (124). Контакт гранита (125)	
Глава VII. Геометрическая структура гранитных массивов	127
Характерные ориентиры	128
Характерные особенности пластичной фазы гранита (130). Характерные черты жесткой фазы гранита (132)	
Структурологические результаты	134
Гранитная тектоника массива (134). Механические воздействия на контактах (137)	
Заключение	141
Глава VIII. Дифференциация гранита	142
Магматическая дифференциация и обобщение	142
Теории. Вулканические породы (144). Распространение на плутонизм (145). Масштаб наблюдения (146)	
Вариационные фации гранита	146
Сложные массивы	148
Литологические серии	152
Заключение	152
Глава IX. Жильные производные гранита	153
Аплиты и пегматиты	154
Определения (154). Особые признаки пегматитов. Пневматолит (155). Способ залегания (158). Способ образования (165)	
Лампрофиры	168
Определение (168). Залегание и способ образования (170)	
Порфиры	172
Заключение	174
Глава X. Выветривание. Дробление. Региональный метаморфизм гранитов	175
Выветривание	175
Дробление гранитов	179
Описание гранитных милонитов (179). Геологическое значение гранитных милонитов (183)	
Региональный метаморфизм гранитов	184
Бластомилониты (185). Региональный метаморфизм (185) Реювенация гранитов (186)	

Глава XI. Рудоносность гранитов	187
Главные характерные черты	187
Месторождения	189
Способ залегания (189). Главные категории (191)	
Имеют ли рудоносные граниты особую природу?	196
Происхождение и эволюция металлов	198
Центробежное происхождение (199). Внешнее и центростремительное происхождение (200). Независимое происхождение (203)	
Заключение	204
Глава XII. Радиоактивность гранита	205
Размещение радиоактивности в граните	206
Месторождения тория и урана	207
Месторождения тория (208). Осадочные месторождения урана (208). Гидротермальные месторождения урана (210). Гранитные месторождения урана (211)	
Заклучение	213
Глава XIII. Гранитная информатика	214
Картотеки и каталоги	215
Пространственные вариации. Локализация аномалий	215
Коэффициенты подобия и корреляция	217
Анализ групп (218). Факториальный анализ (218). Анализ путем применения регрессий (219). Дискриминантный анализ (220)	
Структурология	220
Заклучение	221
Глава XIV. Гранит и орогения	222
Анатектические граниты и синтектонические мигматиты	222
Мигматиты в анорогенной среде	227
Синкинематические граниты	227
Позднетектонические граниты	230
Анорогенные граниты	230
Соотношения гранитизации и орогении	231
Плутоническая эволюция в орогении (231). Структурный анализ и наложенная тектоника (235)	
Глава XV. Гранит и вулканизм	241
Субвулканические массивы гранитов	242
Переход плутонических пород в вулканические	245
Жильные свиты гранитов. Их вулканические связи	247
Связи гранита с вулканическими образованиями	249
Заклучение по связям вулканизма и гранитного плутонизма	253
Глава XVI. Гранит в земной коре	255
Земная кора	255
Изостазия (256). Формирование континентальной коры орогений (258)	
Глубина исследования континентальной коры (259)	
Под земной корой: сима	260
Трещинный вулканизм (260). Крупные тела основного состава вне зон орогении (261). Офиолиты в орогенах (262). Перидотитовые включения в базальтах. Кимберлиты (265)	
Граниты	265
Главные категории (265). Глубина становления гранитов (270)	
Мигматиты и гранитизированные пространства земной коры (271)	
Эволюция во времени (272)	
Заклучение	274

Глава XVII. Проблемы и гипотезы	274
Некоторые аспекты образования гранита	276
Температура (276). Продолжительность эволюции (280). Подвижность воды (282). Алькализация (282)	
Состояние гранитного вещества до его кристаллизации	284
Гомогенизация гранитной среды (292)	
Гипотезы о механизмах становления гранита	296
Массовое внедрение (296). Метасоматоз и метаморфизм (299). Анатексис (300). Ассимиляция (301)	
Заклучение	303
Список литературы	305
Указатель специальных терминов	322