

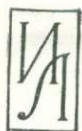


К. МЕНЕРТ

НОВОЕ

О ПРОБЛЕМЕ

ГРАНИТОВ



K. R. Mehnert

DER GEGENWÄRTIGE STAND DES
GRANITPROBLEMS

FORTSCHRITTE DER MINERALOGIE

37, Heft 2,

Stuttgart 1959

К. Менерт

552. 82

НОВОЕ О ПРОБЛЕМЕ ГРАНИТОВ

Перевод с немецкого

Я. С. ВИНОГРАДСКОГО и А. М. ЛЕЙТЕСА

Под редакцией и с предисловием

В. П. ПЕТРОВА

16541
1503

Издательство
ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва 1963



АННОТАЦИЯ

На протяжении последних десятилетий в геологической литературе идет спор о происхождении гранитов — весьма распространенных на земном шаре горных пород, с которыми связаны различные полезные ископаемые. В работе Менерта, крупного немецкого петрографа, приводятся новые данные, проливающие свет на эту сложную проблему. Книга рассчитана на петрографов, минералогов, специалистов по рудным месторождениям, геохимиков, студентов и преподавателей геологических вузов.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема происхождения магмы и связанная с ней проблема происхождения гранитных пород, обзор современного состояния которой дается в предлагаемой вниманию читателя книге Менерта, в течение всей истории развития геологии является одной из важнейших проблем, над разрешением которой работает геологическая мысль. Особенно остро встала эта проблема в последние тридцать лет, когда началась «гранитная дискуссия», к которой было привлечено внимание всех ведущих петрографов мира.

Наиболее характерно для этой дискуссии резкое изменение взглядов на природу исходных материалов и «механизм» образования гранитных пород. На первых этапах обсуждения проблемы представлялось совершенно несомненным существование магматического расплава и дискуссия шла в основном по вопросу о путях и причинах разделения (дифференциации) «первичной» магмы на производные и о числе этих первичных магм. Позднее стало казаться, что более справедливы гипотезы немагматического происхождения гранитов, и дискуссия приняла новую, наиболее острую форму. Наконец, в последние годы разногласия явно сглаживаются, большинством специалистов сейчас вновь признается существование гранитной магмы, но природа ее, видимо, совершенно иная, чем это казалось ранее. Однако, несмотря на это изменение взглядов на природу гранитной магмы, мы и теперь, после «гранитной дискуссии», можем вновь повторить основной петрогенетический вывод, к которому много лет тому назад, в самом начале дискуссии пришел Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [25, стр. 24]: «Всегда господствовали две магмы — кислая и основная; остальные играют подчиненную роль и легко могут быть поняты, если их считать за производные от гранитовой или базальтовой магмы».

Следует указать, что ни русские, ни советские петрографы никогда особенно активно не участвовали в обсуждении проблемы гранитов и связанных с ней теоретических спорах. В сущности, у нас почти нет оригинальных теорий, трактующих те или иные аспекты теории гранитообразования (немногочисленные работы в этой области будут перечислены ниже). Бóльшее внимание, особенно на первых этапах дискуссии о гранитах, уделялось изучению дифференциации магмы, однако общее число работ в этом направлении также весьма немногочисленно.

Но это не свидетельствует о безразличном отношении советских специалистов к данной теме; напротив, советские петрографы внимательно следили за ходом дискуссии во всех ее деталях. Достаточно напомнить, что первые работы, отрицавшие существование родоначальной гранитной магмы — мы имеем в виду труды Дели и Боуэна, — вскоре после их опубликования были переведены на русский язык (причем у нас вышли в свет оба издания работы Дели). К сожалению, известные работы Седерхольма и Эскола недоступны читателю, владеющему только русским языком. Вскоре после того, как смутно высказанные идеи скандинавских авторов легли в основу новых многочисленных теорий происхождения гранитной магмы, на русском языке появился весьма содержательный обзор Б. М. Куплетского [24], сыгравший очень большую роль в формировании взглядов советских специалистов. Далее, по мере развития дискуссии на русский язык были переведены важнейшие оригинальные работы. Эти переводы были опубликованы в двух сборниках [33, 34]. Как это можно усмотреть из литературных ссылок к настоящей работе, большинство ведущих работ по проблеме гранитов нашло место в этих сборниках. До сих пор статьи этих сборников не утратили своего значения; они широко цитируются и обсуждаются в нашей печати.

Важнейшее этапное значение для решения проблемы гранитов имели физико-химические работы главным образом американских авторов. С частью этих работ советский читатель мог ознакомиться в соответствующих сборниках [6, 59].

Позднее, когда в ходе дискуссии о граните стали складываться некоторые определенные выводы, вновь

возникла необходимость осветить современное состояние данного вопроса. Издание нового, третьего сборника по проблеме гранитов представлялось явно нецелесообразным, поскольку в нем пришлось бы поместить статьи с различными взглядами на этот вопрос, между тем как назрела необходимость дать обзор проблемы в целом. Изданная недавно в русском переводе книга Тернера и Фурхугена «Петрология магматических и метаморфических пород» не может рассматриваться как такой обзор. После выхода этой книги, которая вызвала многочисленные отзывы советских читателей, стало ясно, что наших специалистов привлекают не столько частные вопросы, сколько общий физико-химический подход к петрографии вообще, так как в последнее время физико-химическая интерпретация занимает все больше и больше места в представлениях советских петрографов. Наиболее удачно освещает проблему гранитов на современном ее этапе работа немецкого петрографа К. Менерта, который в течение длительного времени активно участвует в ее решении. Работа хотя и опубликована в конце 1959 г., но тем не менее она весьма хорошо характеризует состояние проблемы и, по нашему мнению, почти не нуждается в дополнениях на основании новых исследований.

Работа Менерта опубликована в ведущем западно-германском минералого-петрографическом журнале, причем ей целиком отведен отдельный его выпуск.

Достоинства книги К. Менерта — ее краткость, четкость и весьма большая объективность при изложении взглядов противников. Последнее особенно важно; автор нигде не навязывает читателю своих мыслей, он с протокольной точностью излагает те или иные взгляды, приводит все имеющиеся данные, как бы противоречивы они ни были, а затем уже излагает свое мнение по тому или иному вопросу. Читатель как бы становится творческим участником всей дискуссии. В своей работе К. Менерт ограничивается только обзором и оценкой существующих взглядов и не предлагает никаких окончательных выводов. Однако все изложение построено таким образом, что читатель неизбежно делает эти выводы сам, притом именно такие, которые кажутся справедливыми Менерту.

Большим достоинством работы Менерта мы считаем

то, что в ней рассмотрен ряд актуальных вопросов, относящихся к общей проблеме, таких, как «проблема» пространства, температура образования гранита, номенклатура гранитных пород и т. д.

Оценивая книгу Менерта, нельзя не указать на ее недостатки. Прежде всего следует отметить, что автор почти не упоминает советских работ, которые хотя и немногочисленны, как было сказано ранее, но весьма существенны. Если автор даже и ссылается на советские работы, то цитирует их зачастую в искаженном виде. По мере возможности мы стремились выправить эти недочеты специальными примечаниями к различным разделам книги, но, разумеется, такого рода примечания не могут дать представления о состоянии проблемы гранитов в Советском Союзе. Поэтому ниже приводится очень краткий обзор советских работ. Вторым очень существенным недостатком работы Менерта является безоговорочное признание им некоторых бытующих на Западе представлений. Это в первую очередь относится к боуэновской теории кристаллизационной (гравитационной) дифференциации, которая признается Менертом единственно возможным и вполне реальным механизмом дифференциации магмы вообще. Ранее мы уже указывали, что монография Н. Л. Боуэна [4] была переведена на русский язык вскоре после ее выхода в Америке и привлекла к себе большое внимание. Несколько раньше была опубликована широко известная у нас работа А. А. Полканова [30], иллюстрирующая на примере Кольской крупнопорфировой дайки габбро-диабазы значение гравитационной дифференциации в момент кристаллизации магмы. Однако в целом в Советском Союзе теория была встречена весьма критически. Широко известные работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга [25—27] и В. Н. Лодочникова [28] весьма убедительно показали, что представления Боуэна могут и должны приниматься во внимание при суждении о составе малых интрузивных тел, но совершенно неприемлемы для объяснения процесса образования магм вообще. Так, в 1936 году, в период полного признания за рубежом боуэновских представлений, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг писал во «Введении в историю петрографии» [26, стр. 114]: «Картина эволюции всех изверженных пород из единой базальтовой магмы и концепция единого процесса, регулирующего

этот сложный путь, очень заманчивы. Но много препятствий на этом пути... Теория единой родоначальной магмы — базальтовой, и единого механизма дифференциации, а именно кристаллизационной дифференциации, должна быть в состоянии обойти несколько подводных утесов, чтобы о них не разбиться. Но это ей не удастся, если не скинуть балласт натяжек и игнорирования фактов, если не переоснаститься и не допустить второй магмы — кислой, и других факторов дифференциации». Пожалуй, и сейчас, спустя четверть века, это мнение в противоположность Менерту разделяется большинством советских петрографов.

Следует указать, что в советских работах последних лет процессам дифференциации уделяется весьма мало внимания; создается впечатление, что большинство петрографов не считают обязательным процесс дифференциации при формировании магм и магматических пород. Это представление нашло свое выражение в высказываниях Д. С. Белянкина, который писал в 1952 году [3]: «Газовый перенос из всех вообще видов дифференциации магмы наиболее отвечает геологическим фактам. В особенности явственные следы его мы находим в разного рода контактных явлениях: фельдшпатизации сланцев, скарнировании известняков и пр. ...В итоге ликвация, контакт и газовый перенос сливаются в единый мощный комплекс процессов дифференциации магмы». Эти представления не имеют ничего общего с взглядами на процесс дифференциации магмы за рубежом.

Иначе обстоит дело с процессами ассимиляции и другими видами взаимодействия осадочных и магматических пород или с продуктами отщепления от последних. В этом направлении творческая мысль советских специалистов работает весьма интенсивно, и наша литература во многом представляет эти процессы иначе, чем за рубежом. В особенности много нового дали работы Д. С. Коржинского; важнейшие из них указаны в прилагаемом списке литературы. Многие представления Д. С. Коржинского полностью восприняты советскими специалистами. Таковы, с моей точки зрения, его общие представления о метасоматозе, и в особенности о биметасоматозе, о метасоматической зональности и механизме замещения; полностью укоренились в советских работах

его представления о физико-химии процессов метасоматоза, о роли подвижных и инертных компонентов: широко применяется разработанный им метод анализа парагенезисов, учение о кислотности и щелочности и многое другое. Вместе с тем, несмотря на огромное значение работ Д. С. Коржинского, некоторые его представления (иногда не по существу, а как следствие своеобразного, допускающего многозначные толкования изложения) встречаются сдержанный прием. Таковы, например, представления о гранитизации «как магматическом замещении» или термин «сквозьмагматические растворы». По своей сущности эти представления во многом совпадают с выводами Менерта, но благодаря особенностям терминологии и способу изложения представления Менерта легче воспринимаются читателем.

В связи с проблемами метаморфизма следует остановиться еще на одной стороне работы Менерта. Д. С. Коржинский и его ученики, рассматривая процесс метаморфизма в основном с физико-химической точки зрения, не делают различия между контактным и региональным метаморфизмом. Поэтому они, принимая в известной мере представления Эскола о фациях метаморфизма, полностью отказываются от весьма четких и очень удобных терминов Грубенмана. В противоположность этому Менерт, учитывая влияние времени и давления на структуру метаморфических пород вообще (а не только метасоматических), показал, что очень целесообразно различать региональный и контактный метаморфизм, а также использовать грубенмановские представления о трехчленном делении сиала (на эпи-, мезо- и катазону). Весьма интересно, что эти грубенмановские термины и понятия Менерта очень хорошо уживаются с представлениями Эскола о фаціальности метаморфизма. Прогрессивность такого подхода у нас не вызывает сомнения.

Очень много затруднений при переводе и редактировании этой книги вызвал принятый Менертом термин «мобилизат». До сих пор ничего подобного в русской литературе не было; мы пытались заменить термин «мобилизат» терминами «палингенные расплавы», «выплавки» и т. д., но это не отвечало тому смыслу, который вкладывал в него автор, поэтому мы сохранили его оригинальное звучание. Следует отметить, что этот тер-

мин весьма хорошо отвечает смыслу процесса. При возникновении «мобилизата» имеет место «мобилизация» как в смысле сбора и выделения всего нужного материала, так и в смысле придания этому собранному материалу подвижности («мобильности»); вместе с тем этот термин указывает на пассивность «мобилизата», возникающего под действием некоторой внешней силы, что также весьма существенно для понимания смысла термина.

На стр. 37—44 и др. Менерт очень кратко разбирает проблему упорядоченности минералов в гранитных породах, рассматривая ее только как функцию высоко- и низкотемпературного образования гранитов, тогда как советскому читателю совершенно ясно, что проблема эта гораздо шире и имеет огромное геологическое значение (степень упорядоченности минералов в глубинных породах может быть показателем степени изменения породы, т. е. в известной мере и ее возраста). Весьма эффективное применение этого принципа к отдельным регионам Советского Союза (например, к неинтрузиям Кавказа, см. [3]) показывает, что работа в этом направлении весьма перспективна, что упорядоченность минералов является важнейшим петрографическим признаком, который должен всячески учитываться как при практических исследованиях, так и в теоретических представлениях. Менерт явно недооценивает этого факта.

Выше мы указывали на то, что Менерт искажает результаты советских работ. Наиболее резко это высказано на стр. 28, где, ссылаясь на одну из работ Н. И. Хитарова, он указывает, что русские «ограничиваются лишь цитированием... американских авторов». Характерная для советских работ научная объективность и стремление воздать должное работам предшественников используется, таким образом, Менертом для явно необъективных высказываний. В оригинале цитированной Менертом работы [56], помимо литературных ссылок, приводятся весьма содержательные данные о порядке плавления и начальных температурах плавления биотитового порфиroidного гранита Эльджурта и крупнокристаллического биотитроговообманкового гранита Кавак-Тау. При этом Н. И. Хитаров рассматривает в качестве «флюса» не чистую воду, как это было в ранних опытах, а водные растворы, состав которых был

выведен с учетом состава жидких включений в минералах этих пород. Было установлено, что на результат «плавления» влияет, во-первых, длительность подогрева (что не отмечалось американцами, вообще не учитывавшими фактор времени), а во-вторых, действие «флюсующих» добавок. В результате Н. И. Хитаров делает вывод, что предположенная Таттлом и Боуэном «глубина плавления гранита может претерпеть заметные коррективы в сторону уменьшения» (стр. 108). Это уже очень существенный геологический результат, а не «повторение», как о том говорит Менерт. Еще большие материалы приводятся в дальнейших работах Хитарова по этому вопросу, в частности, весьма интересны указания на поведение отдельных изотопов в процессе плавления [54—58].

Подробный критический разбор работ советских авторов по проблеме гранитов неизбежно должен был бы быть весьма обширным, может быть равным по объему самой работе Менерта. Кроме того, как это явствует уже из настоящего предисловия, мы не можем отказаться от известной субъективности при оценке той или иной работы. Поэтому мы приводим довольно большой список литературы. Список этот, бесспорно, не полный, но в нем приведены важнейшие работы, с которыми мы рекомендуем ознакомиться читателям книги Менерта.

В целом книга Менерта заслуживает весьма высокой оценки. Большая ее полнота и объективность при рассмотрении зарубежных работ (за исключением советских), осторожность в выводах и обоснованность основных заключений — все эти качества, несомненно, представляются нам очень ценными, и мы полагаем, что книга эта принесет большую пользу советским петрографам. В немецком оригинале книги Менерта имеются многочисленные ошибки и несоответствия в ссылках на литературу, далеко не все из них удалось исправить при подготовке русского издания.

В. Петров

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. Материалы к проблеме происхождения гранитов в свете данных по гранитоидам некоторых областей СССР. Труды Института геол. наук АН СССР, петрогр. серия, вып. 148 (№ 44), 1953.

2. Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И. Гранитизация пород железорудной формации и рудообразование (на примере железорудных месторождений Украины). В сборнике «Гранито-гнейсы. Проблема 14» (доклады советских геологов к XXI сессии Международного геологического конгресса), Издательство АН УССР, Киев, 1960.
3. Белянкин Д. С. Избранные труды, т. II, 1958. (О неонинтрузиях, стр. 479—763. О дифференциации магмы, стр. 351).
4. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.
5. Виноградов А. П. и др. Об изотопном составе гранитов и габбро. «Геохимия», № 3, 1958.
6. Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии, Издательство иностранной литературы, М., 1950.
7. Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д., Михайлов Д. А., Судовиков Н. Г., Ушакова З. Г., Геология докембрия Алданского горнопромышленного района, Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 8, Издательство АН СССР, М., 1959.
8. Елисеев Н. А. Гранитизация и метасоматические границы. Вестник ЛГУ, № 6, 1951.
9. Елисеев Н. А. Метаморфизм, Издательство ЛГУ, 1959.
10. Заридзе Г. М., Татриашвили Н. Ф. О стадиях метасоматоза. В сборнике «Гранито-гнейсы. Проблема 14» (доклады советских геологов к XXI сессии Международного геологического конгресса), Издательство АН УССР, Киев, 1960.
11. Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чернокитовых гнейсов. Труды Восточносибирского геологического института, сер. геол., вып. 5, Издательство АН СССР, М., 1962.
12. Коржинский Д. С. Минеральные парагенезисы системы $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ и режим воды и углекислоты при метаморфизме. Минерал. сборник Львовского геол. об-ва, № 14, 1961.
13. Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность при магматических процессах. В сборнике «Гранито-гнейсы. Проблема 14» (доклады советских геологов к XXI сессии Международного геологического конгресса), Издательство АН УССР, Киев, 1960.
14. Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В сборнике «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Издательство АН СССР, 1960.
15. Коржинский Д. С. Экстремальные состояния в системах с вполне подвижными компонентами. Журнал физ. химии, т. 32, вып. 7, 1958.
16. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов, Издательство АН СССР, М., 1957.
17. Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Издательство АН СССР, 1955.

18. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов (в книге «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях»), Издательство АН СССР, 1955.
19. Коржинский Д. С. Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической зональности, ДАН СССР, 84, № 4, 1952.
20. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.
21. Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект и его значение в геологии, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.
22. Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
23. Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. В сборнике «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Издательство АН СССР, М., 1955.
24. Куплетский Б. М. Обзор современных взглядов на происхождение гранитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1942.
25. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография, 1925.
26. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Введение в историю петрографии. ОНТИ, 1936.
27. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы I и II. Избранные труды, т. I, стр. 475, 1949.
28. Лодочников В. Н. A discussion of N. L. Bowen's paper "The problem of the anorthosites", Journ. geol. 1925, 33.
29. Николаев В. А. О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
30. Полканов А. А. Об асимметричной диабазовой дайке. Труды Ленинградского общ. ест., 58, 1928, вып. 4.
31. Полканов А. А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей. Труды Лаб. геол. докембр., АН СССР, 1955, вып. 5.
32. Половинкина Ю. И. Проблема образования гранитов. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, петрография, вып. 21, 1957.
33. Проблемы образования гранитов. Сборник статей, Издательство иностранной литературы М., 1949.
34. Проблема образования гранитов. Сборник второй, Издательство иностранной литературы М., 1950.
35. Рабкин М. И. Кристаллические сланцы, гнейсы и чарнокитовые гранитоиды района Мирного. Труды Института геологии Арктики, 95, вып. 1, Госгеолтехиздат, М., 1957.
36. Семеновко Н. П. Проблема метаморфизма (источники метаморфизма и вопросы глубинности), Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
37. Семеновко Н. П. Теория метаморфизма подвижных зон. В сборнике «Гранито-гнейсы. Проблема 14» (доклады советских геологов к XXI сессии Международного геологического конгресса), Издательство АН УССР, Киев, 1960.
38. Соколов В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме. В сборнике «Гранито-гнейсы. Проблема 14» (доклады советских геологов к XXI сессии Международного геологического конгресса), Издательство АН УССР, Киев, 1960.

39. Судовиков Н. Г. Метасоматические граниты. Вестник ЛГУ, № 10, 1950.
40. Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладожской формации. Труды Лаборатории геологии докембрия СССР, вып. 4, Издательство АН СССР, М., 1954.
41. Судовиков Н. Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. В книге «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды I Всесоюзного петрографического совещания, Издательство АН СССР, М., 1955.
42. Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы основного фронта, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.
43. Судовиков Н. Г. Вопросы связи оруденения с гранитами. Материалы II Всесоюзного петрографического совещания, Издательство АН УзССР, Ташкент, 1958.
44. Судовиков Н. Г. Ультраметаморфизм и гранитообразование. Вестник ЛГУ, 1959.
45. Судовиков Н. Г. Граниты и рудообразование. В сборнике «Гранито-гнейсы. Проблема 14» (доклады советских геологов к XXI сессии Международного геологического конгресса), Издательство АН УССР, Киев, 1960.
46. Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природе гранита, Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1958.
47. Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и о значении в этом процессе явлений метасоматоза. В сборнике «Гранито-гнейсы. Проблема 14» (доклады советских геологов к XXI сессии Международного геологического конгресса), Издательство АН УССР, Киев, 1960.
48. Трусова И. Ф. Гранитизация и метаморфизм докембрийских образований Центрального Казахстана. В сборнике «Гранито-гнейсы. Проблема 14» (доклады советских геологов к XXI сессии Международного геологического конгресса), Издательство АН УССР, Киев, 1960.
49. Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. I. Сборник статей, Издательство АН СССР, М., 1961.
50. Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме происхождения гранитов). «Природа», № 9, 1950.
51. Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Труды Иркутского у-та, т. 5, вып. 2, серия геол., 1951.
52. Фролова Н. В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
53. Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. Труды Восточносибирского геологического института, сер. геол., № 5, Издательство АН СССР, 1962.
54. Хитаров Н. И. О соотношениях между водой и магматическим расплавом, Геохимия, № 7, 1960.
55. Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. Труды лаборатории вулканологии, вып. 19, 1960.

56. Хитаров Н. И. Об условиях плавления гранитного субстрата. Геохимия, № 2, 1957.
57. Хитаров Н. И. Вопросы петрогенеза в свете экспериментальных данных. Геохимия, № 6, 1958.
58. Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. В., Арсентьева Р. В. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах, Геохимия, № 5, 1959.
59. Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. Сборник статей, Издательство иностранной литературы, 1954.

ВВЕДЕНИЕ

Н. Л. Боуэн (Bowen, 1947): «Мы могли бы, образно говоря, разделить петрологов на трезвенников и пьяниц. По-видимому, противоречия между ними столь велики, что они вряд ли будут разрешены в ближайшем будущем».

П. Эскола (Eskola, 1956): «Мне кажется, что диспут в настоящее время приближается к своему концу, и при этом к счастливому концу, так что спорщики уже могут считать себя одновременно и противниками и собутыльниками».

1503
1600
В течение почти десятилетнего промежутка времени, прошедшего между этими высказываниями, дискуссия о проблеме гранитов была одной из наиболее острых в геологическом мире. Быть может, следует пожалеть, что этот диспут теперь — как считает П. Эскола — подошел к своему концу.

Ведь каждый спор полезен тем, по крайней мере, что в ходе его выясняются сильные и слабые стороны различных точек зрения. Но, к сожалению, наш диспут, как и иные диспуты, страдает консервативностью взглядов противников. Ведь каждый, кто делает попытку объединить различные точки зрения, вынужден считаться с тем, что он будет «обстрелян» сторонниками всех ортодоксальных теорий.

Однако представляется, что разногласия чаще всего со временем ликвидируются сами собой, если не путем примирения противников, то в результате медленного, но очевидного изменения научного представления о всем облике Земли. Это зависит иногда — как о том свидетельствуют классические примеры — только лишь от изменений точки зрения на данный вопрос. Осознается наконец, что противоположные взгляды в действительности часто освещали лишь различные стороны одного явления, и, следовательно, оба на первый взгляд резко различных мнения нередко в итоге оказывались одинаковыми.



И поэтому, хотя Боуэн еще сетует на то, что он «несколько обескуражен» по поводу того, что взгляды ведущих геологов по столь важной и хорошо изученной теме так сильно расходятся между собой, нам, по-видимому, следует принять в настоящее время предложение Эскола и искать золотую середину.

Изложение содержания дискуссии за последние 10 лет даст возможность ознакомиться с ней всем, кто не мог следить за ее ходом или не составил о ней правильного представления ввиду обилия опубликованных работ. В самом деле, совсем не легко разобраться в обилии приводимых доказательств. Это происходит большей частью не потому, что доводы и возражения отдельных авторов и их школ просто противостоят или противоречат один другому, а потому, что и авторы и школы рассматривают основные вопросы с различных точек зрения. В этом случае очень трудно распознать границы противоположных взглядов. К этому добавляется еще и то обстоятельство, что противники по-разному излагают свои доводы.

Мы не считаем целесообразным обсуждать в исторической последовательности все публикации за прошедшее десятилетие (1948—1958). Если бы мы это сделали, то получилась бы слишком пестрая картина. Поэтому более целесообразно распределить все многообразие наблюдений и тезисов по их взаимной связи. Естественно, при этом нельзя избежать некоторых повторений, особенно когда дается широкая трактовка того или иного вопроса. Другой недостаток этого метода состоит в том, что при отборе аргументов и возражений проявляется известная доля субъективности. Это, по-видимому, неизбежно в тех случаях, когда проводятся широкие сопоставления явлений или когда автор утверждает, что уж он-то всячески старался достичь максимальной объективности!

Не все стороны рассматриваемой проблемы разработаны настолько, чтобы противоположные взгляды нашли точки соприкосновения и больше не оставалось места для рабочих теорий. Нам следует сделать попытку показать существующие пробелы, отнюдь не «замазывая» их. Должно быть выявлено известное и неизвестное. Иначе говоря, должен выявиться уровень наших знаний.

Любая дочерняя теория, даже заведомо узкая, должна быть обязательно проверена, ведь возможно, именно она — против всякого ожидания — открывает правильный путь. Кроме того, так следует поступить из участия к тем, кто стоит, казалось бы, на «ложных путях».

При попытке выявить общий путь мы должны прежде всего не отходить от действительности. Аргументы, продиктованные моментами эмоционального порядка, к которым спорящие чересчур охотно прибегают в порыве горячих столкновений, мало помогают даже в тех случаях, когда они верны. Однако если читателям покажется, что некоторые моменты в настоящем обзоре пристрастно изложены, автор надеется на их снисхождение, полагая, что время все примирит.

Работа эта могла бы быть и более короткой, но при этом пришлось бы в ряде случаев ограничиться одними лишь утверждениями или намеками вместо доказательств. Для тех читателей, которые лишены возможности рассмотреть детально аргументы главной части этой работы, в ее заключительной главе дан обзор всего ее содержания, ознакомившись с которым можно, пожалуй, — хотя и в общих чертах, — ориентироваться в современном состоянии дискуссии о гранитах.

1. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Данные классической экспериментальной петрохимии магматистов (Боуэн, Мори, Шерер и Ниггли) относились, в сущности, к сухим расплавам. Сведения об образовании магнеподобных расплавов получили обоснование только после опытов Р. В. Горансона (Goranson, 1936, 1937) над системами силикат— H_2O и в особенности со времени разработки соответствующей аппаратуры, предназначенной для работы в условиях высокой температуры и высокого давления (Tuttle, 1948; Griggs, Kennedy, 1956). Между тем опубликованные многочисленные работы, посвященные системам силикат— H_2O , показывают, что классические диаграммы состояния, полученные на основании опытов над сухими расплавами, в принципе оказываются действительными также и для случаев с содержанием H_2O и что только в значительной мере снижаются кривые температур застывания. Но это, согласно Таттлу и Боуэну (Tuttle, Bowen, 1958), принципиально верно лишь тогда, когда H_2O не принимает участия в образовании твердых фаз и действует лишь в качестве «флюса» [например, система полевой шпат— H_2O у Боуэна и Таттла (Bowen, Tuttle, 1950)¹; система полевой шпат— SiO_2 — H_2O у Таттла (Tuttle, 1955 a)]. В тех случаях, когда H_2O вступает в твердые фазы (при образовании гидроксилсодержащих силикатов), принципиально изменяются и соответствующие диаграммы вследствие участия здесь H_2O . Данные Йодера (Yoder, 1952, 1955) о роли H_2O при кристаллизации силикатов Mg—Al в различных минеральных фациях поставили этот вопрос вновь в центр

¹ Самое важное принципиальное изменение в этой системе состоит в том, что, начиная с 6% содержания H_2O , калиевый полевой шпат плавится конгруентно. Поле лейцита исчезает,

внимания. В одном из следующих разделов (4д) этот важный для образования гранитов вопрос будет подвергнут специальному рассмотрению.

**а) Исследования «гранитных систем»
($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O)**

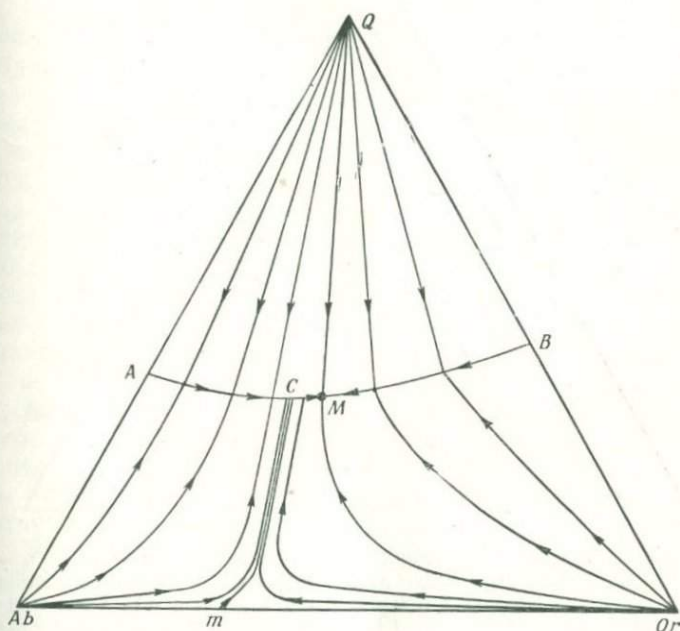
Природная «гранитная система» весьма сложна, так как в ней участвует большое количество компонентов, и полностью еще не подверглась исследованию. В качестве упрощенной системы вместо нее обычно изучалась система альбит—анортит—калиевый полевой шпат—кварц— H_2O . Но и эта пятикомпонентная система представляется относительно сложной и для изображения важнейших принципов подвергается, как правило, новому упрощению. В результате в системе остаются три или максимум четыре из участвующих здесь компонентов.

Фиг. 1 дает изображение системы альбит—калиевый полевой шпат— SiO_2 — H_2O по Таттлу (Tuttle, 1955 а). Показанные на рисунке стрелки дают направление, по которому состав расплава изменяется во время кристаллизации. Выше линии *AB* кристаллизуется кварц, ниже ее—полевой шпат, богатый Na, или полевой шпат, богатый K, в зависимости от состава и температуры расплава. Можно видеть, что внутри этого поля щелочных полевых шпатов от двойного минимума, обозначенного на фиг. 1 буквой *m*, выделяется так называемая «термическая долина», которая встречается с границей кварцевого поля в точке *C*. Тройной минимум располагается здесь же—около точки *M*, т. е. почти в середине треугольника в точке, которая примерно соответствует $\frac{1}{3}Q$, $\frac{1}{3}Ab$, $\frac{1}{3}Or$.

Диаграмма, несмотря на то, что она сильно упрощена, показывает, что даже при строго однозначном развитии (например, при снижении температуры) последовательность кристаллизации может быть относительно сложной. Так, например, из расплава внутри поля *Or m CM* (т. е. расплава примерно нормального гранитного состава) будет кристаллизоваться полевой шпат сначала с нормальной, а потом с обратной зональностью, причем одинаковый состав возникает, следовательно, дважды, сначала при более высокой, а потом, еще раз,

при более низкой температуре (Tuttle, Bowen, 1958, стр. 58).

Положение тройного минимума M изменяется вместе с давлением H_2O . Этот факт изображен на фиг. 2 по Боуэну (Bowen, 1954). Здесь можно видеть, что минимум при повышении давления H_2O от 500 до

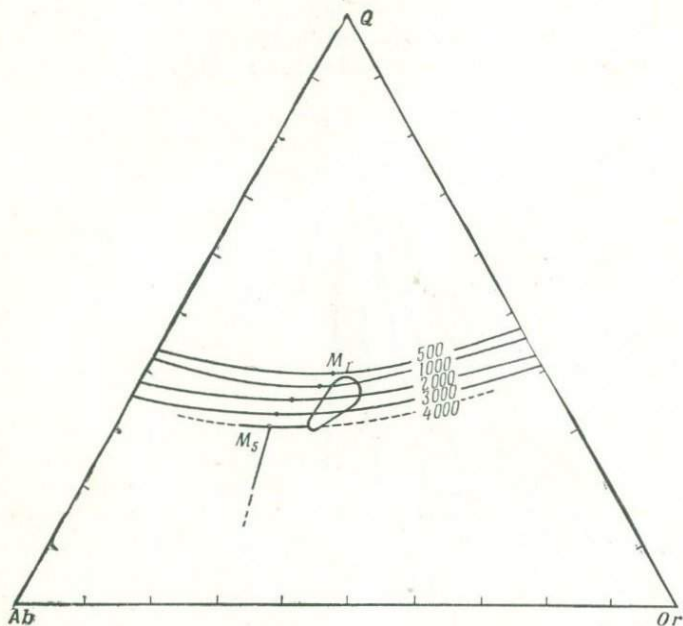


Фиг. 1. Проекция изобарного разреза ($p_{H_2O} = 1000 \text{ кг/см}^2$) на основную плоскость системы $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$. Стрелки указывают направление, по которому происходит изменение состава данного расплава. По Таттлу (Tuttle, 1955a, фиг. 5, стр. 302).

4000 кг/см^2 перемещается с положения, обозначенного буквой M_1 , в положение M_5 , т. е. в направлении более высокого содержания альбита в остаточном расплаве.

Соответственно изменяется и температура минимума. Относительно экспериментального определения этой температуры, важной с точки зрения петрогенезиса, в нашем распоряжении ко времени составления настоящего сообщения имеются различные, не вполне совпадающие

данные. Можно, однако, считать, что эта температура составляет примерно 640—650°С при давлении H_2O 400 атм (Bowen, 1954, Tuttle, 1955)¹.



Фиг. 2. Положение тройной эвтектики в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O для давления H_2O в пределах 500—4000 кг/см², по Боуэну (Bowen, 1954, фиг. 8, стр. 10). Оконтуренное поле является областью наиболее распространенных составов гранитов с содержанием $\text{Ab} + \text{Or} + \text{Q}$ больше 80% нормативного состава, по Таттлу (Tuttle, 1955).

В случаях присутствия HF, который, конечно, имеется в гранитных магмах в качестве легколетучего компонента, пусть даже и в незначительных количествах, минимальная температура еще более понижается. Это явление было исследовано Таттлом и Уайли (Tuttle, Wyllie,

¹ Эта температура, согласно данным Таттла и Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958), располагается ниже температурного максимума того интервала, в пределах которого происходит образование щелочных полевых шпатов (660°С). Это значит, что при данной температуре происходит раздельная кристаллизация обогащенных Na и K полевых шпатов.

1957) для системы альбит — H_2O — HF. При содержании HF, равном 2% (и 28000 атм давления H_2O), минимальная температура — примерно 650° ; при содержании HF, равном 4%, — около 620° . Вышеупомянутые авторы, экстраполируя полученные ими данные, считают, что в системе природный гранит — H_2O — HF при 5600 атм давления H_2O минимальная температура порядка $550^\circ C$.

После того как стал известен состав наиболее низкоплавкого компонента, возникает вопрос о том, не обладают ли натуральные граниты и их жильные производные именно таким составом. Таттлом (Tuttle, 1955a) было подвергнуто соответствующему изучению всего 1158 образцов пород гранитного состава (более 80% нормативных $Q + Ab + Or$). На фиг. 3 (треугольная диаграмма кварц — альбит — ортоклаз) нанесены данные по 362 образцам. Речь идет здесь о вулканических горных породах, несомненно имеющих магматическое происхождение. Можно видеть, что максимум наиболее частого содержания располагается примерно при значении: 33% кварца — 35% альбита — 32% ортоклаза, т. е. именно в том месте, где он должен был бы быть расположен, если бы мы имели дело с остаточным дифференциатом системы гранита. Четко выявляется даже линия, соединяющая минимумы $m - C$ на фиг. 1. Составы чисто глубинных гранитов дают сходные диаграммы, но линия $m - C$ выражена, пожалуй, не так резко.

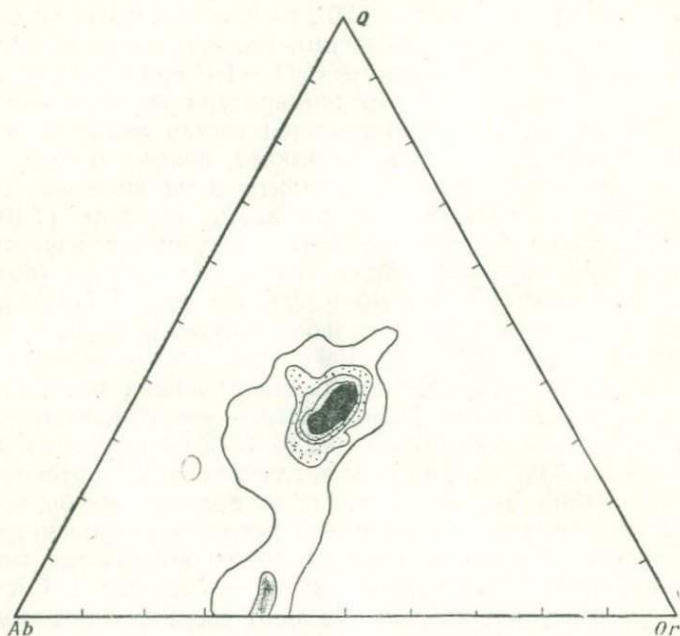
Барт (Barth, 1955) подтверждает эти выводы на основании обработанной им группы роговообманковых гранитов (фарсундитов) Норвегии. Однако в своей второй диаграмме он показывает, что состав некоторых из исследованных им «нормальных» гранитов и гнейсо-гранитов южной Норвегии настолько пестр, что нет никакой связи между ним и составом «гранитного минимума».

Отсюда Барт делает тот же вывод, что и Перрен (Perren, 1957) и Рейнольдс (Reynolds, 1958), о том, что такие граниты и гнейсо-граниты возникли не в результате кристаллизации остаточных расплавов.

И то и другое свидетельствует, следовательно, о том, что среди гранитов можно выделить граниты «эвтектического» и «неэвтектического» состава.

Рамберг (см. дискуссию к работе Barth, 1955) указывает, однако, что большинство кислых гранитов расположено близ легкоплавкого минимума в «гранитной

системе». То же самое установил Орвиль (Orville, 1957) для некоторых хорошо изученных гранит-пегматитов, для которых на этом основании считается



Фиг. 3. Распределение составов 362 образцов эффузивных горных пород идеально гранитного состава (содержание $Q + Ab + Or$ более 80% нормативного состава) по данным серии анализов, проведенных Вашингтоном. Расположение полученного хода минимумов плавления в значительной мере соответствует теоретическим данным, определенным в результате экспериментов по гранитным расплавам (фиг. 1). По Таттлу (Tuttle, 1955а, фиг. 6, стр. 303).

вероятным происхождение путем магматической дифференциации.

Но в противоположность этому, Рамберг (Ramberg, 1955, 1956) отмечает, что при дальнейшем понижении температуры в магматической серии наблюдается тенденция к образованию мономинеральных составов (зерна кварца в пегматитах, кварц гидротермалитов). Это развитие от уже достигнутого «эвтектического» соединения в сторону одного из участвовавших здесь чистых

компонентов пока еще экспериментально недостаточно исследовано для того, чтобы можно было дать этому явлению всестороннее удовлетворительное объяснение (Tuttle, England, 1955; Stewart, 1957). Существенную роль в этом случае играет, очевидно, избыток щелочей (по сравнению с соотношением, необходимым для образования полевого шпата), который обычно наблюдается к концу кристаллизационной дифференциации во многих естественных системах: щелочной полевой шпат — $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. В этих растворах непрерывно нарастает доля H_2O . Поэтому здесь наблюдаются постепенные переходы между пегматитовыми и гидротермальными образованиями (Tuttle, 1953).

Результаты других экспериментальных работ изложены в соответствующих главах данной сводки.

б) Опыты плавления естественных горных пород (+ H_2O)

В предыдущей главе сообщалось об изучении синтетических систем. В этом разделе речь идет об исследовании расплавления естественных горных пород при избытке H_2O . Со времени классических опытов, произведенных Горансоном (1931—1938), стало известно, что растворимость H_2O в гранитных расплавах ограничена пределами < 10 весовых процентов H_2O . Предел насыщения H_2O зависит от давления и от температуры расплава. Образование первичного расплава гранитного состава (содержащего примерно 9% H_2O) происходит, согласно Таттлу (Tuttle, 1955 в), для 4000 атм давления H_2O при температуре 640°; при более низких давлениях температура расплава более высока. Недавно Джейнс и Барнхэм (Jahns, Burnham, 1958) установили, что исследованный ими образец пегматита уже при 550° был частично жидким. Предполагается, что причиной этому послужила примесь 0,4% F. Содержание H_2O в (насыщенном) расплаве составляло примерно 5% при 2000 атм давления. Количество расплава при прочих равных условиях зависит от содержания H_2O в исходной горной породе. Таттл (Tuttle, 1955b) упоминает о том, что уже 0,5% H_2O достаточно для того, чтобы в гранитах с 10% биотита при температуре 640° и давлении 4000 атм получилось такое количество расплава,

которое может иметь значение с геологической точки зрения. Хорошее сопоставление возникающих при этом вопросов дал Кеннеди (Kennedy, 1955) (см. разд. 4д).

Работы советских авторов, посвященные этому вопросу, например работа Н. И. Хитарова (1957), не дают принципиально ничего нового, ограничиваясь лишь цитированием данных, почерпнутых главным образом из статей американских авторов¹.

Существенно расширяют наши представления исследования, которые проводил Винклер (Winkler, 1955, 1957). Он применял в качестве исходного материала для опытов плавления с водой природные глины, например каолинит- или иллит-кварцевые глины. Таким образом воспроизводились условия начальных стадий гидротермального метаморфизма, которые более или менее соответствовали естественным (при метаморфизме осадочных пород). Смеси подвергались нагреву до температуры примерно 800° при 2000 атм давления H_2O на протяжении 42 дней, в течение которых продолжался опыт. При температурах ниже 690° происходили, в сущности, явления перекристаллизации с образованием в зависимости от обстоятельств устойчивых минеральных фаз (силлиманит/муллит; биотит/кордиерит; калиевый полевой шпат/кварц). Между $670\text{—}700^{\circ}$ кристаллизовался агрегат, который — независимо от алюмосиликатных компонентов — обладал уже гранитоподобным характером. При температурах выше $700\text{—}725^{\circ}$, в зависимости от исходных компонентов, около $40\text{—}65\%$ всего материала переходит в расплав, состав которого примерно следующий: $42\text{—}44\%$ кварца, $49\text{—}50\%$ калиевого полевого шпата и $7\text{—}8\%$ альбита. Содержание воды в расплаве составляло, по-видимому, около 2% . Состав расплава располагается очень близко к котектической линии кварц/щелочной полевой шпат в «гранитной системе».

В дальнейших опытах этот автор (1958) учитывает, что в осадочных породах поровые пространства обычно заполняются солевыми растворами и прежде всего растворами NaCl . Он провел эксперименты над глинами с добавкой небольшого количества NaCl . Оказалось, что иллит-кварцевые глины, содержавшие в своем составе $4,8\%$ NaCl , начинали образовывать расплав уже при

¹ См. предисловие, стр. 11. — Прим. ред.

температуре 670°C . Этот расплав сначала состоял только из кварца и щелочного полевого шпата. При некотором повышении температуры в расплав дополнительно поступал также плагиоклаз (An_{26}), а при температуре 675°C получался расплав, содержащий в своем составе кварц, щелочной полевой шпат и плагиоклаз в соотношениях, типичных для гранитов. Их количество составляет примерно 50 весовых процентов от метаморфической кордиеритово-плагиоклазово-щелочнополевошпатово-кварцевой породы, образовавшейся за счет глины. Из $4,8\%$ NaCl оказались неизрасходованными в ходе реакции $1,6\%$ NaCl . Таким образом, для реакции необходимо всего лишь примерно 3% NaCl .

В результате доказано, что из исходных глинистых пород при температурах порядка $670\text{--}700^{\circ}$ и при избытке H_2O образуются новые анатектические расплавы гранитного состава.

в) Гидротермальные изменения как модель процессов гранитизации

В дальнейшем нам придется рассмотреть представления многих авторов (см. ниже, разд. 8б, стр. 112) о том, что образование гранитов происходит при температурах, нередко значительно более низких, чем только что рассмотренные нами температуры расплавов гранитных горных пород. Поэтому нам здесь приходится останавливаться на таких экспериментах, которые ставили своей целью изучение изменений исходной горной породы в направлении приближения ее состава и строения к составу и строению гранита и которые проводились при температурах ниже 600° (с привнесом или без привноса новых веществ). При этом речь идет чаще всего о процессах растворения и кристаллизации под воздействием воды в надкритическом состоянии.

Процессы растворения SiO_2 в надкритической H_2O рассматривали Кеннеди (Kennedy, 1950); Мори и Хессельгессер (Morey, Hesselgesser, 1952); Мозебах (Mosebach, 1955); Виар (Wyart, 1955), а процессы растворения полевого шпата в H_2O — Мори и Чэн (Morey, Chen, 1955). Хотя растворимость SiO_2 и полевого шпата очень невелика (от $0,1\text{--}0,5$ весовых процентов при температурах от 4 до 500° и при давлении в пределах 500--

2000 атм, 0,1—0,3% — при температурах порядка 200—350° и при давлении 150—350 атм), при длительно продолжающихся опытах в горных породах соответствующего состава можно добиться новообразования этих минералов, которые хорошо распознаются микроскопически и рентгенографически. Выше уже указывались данные, полученные Винклером (Winkler, 1957) из опытов, проводившихся при температурах ниже температур эвтектического расплава. Согласно этим данным, биотит может образоваться при температурах примерно 570—650°, калиевый полевой шпат — примерно 650—720°, а кварц — при 700° (при давлении в 200 атм H₂O) из глинистых горных пород. Виару (Wyart, 1955) удалось кристаллизовать обсидиан при температурах порядка 300—600° и при давлении 2000 атм в присутствии H₂O или K₂CO₃/H₂O. В опытах с чистой H₂O при температурах 320—400° получалась очень слабая кристаллизация ортоклаза. Напротив, эффект, полученный при применении K₂CO₃ (в растворах концентрации 2—5%), оказался гораздо более сильным. При этих условиях очень хорошо кристаллизуется кварц. При температуре 600° и при давлении 1300 атм в 3-процентном растворе K₂CO₃ призмы обсидиана за 96 час. полностью раскристаллизовались. При этом выделились ортоклаз, кварц и слюда (последнюю удалось обнаружить только рентгенографически).

Различная подвижность этих компонентов легко распознается на основании опытов, которые проводились Эйлером и Гельнером (Euler, Hellner, 1958). Они нагревали стержни естественных горных пород (например, парагнейсы Шварцвальда) при давлении 1000 атм H₂O таким образом, чтобы внутри бомбы возник перепад температур от 600 до 400°. Кварц сконцентрировался при этом в той части бомбы, где господствовала более низкая температура, а щелочной полевой шпат — в противоположной части. Щелочной полевой шпат возник благодаря превращению биотита в кордиерит (см. разд. 2г, стр. 40). Натриевые компоненты образовались, по-видимому, из плагиоклазов. Остаток горной породы содержал меньше биотита и плагиоклаза, чем исходная порода. Сходство с соответствующими гранитизированными горными породами несомненно (см. разд. 7в, стр. 105).

Опыты, моделирующие гранитизацию в условиях сравнительно низкой температуры, были проведены Смедесом и Гудспидом (Smedes, Goodspeed, 1953) в обстановке, максимально приближающейся в пределах возможности к естественным условиям. При этом аркозы были подвергнуты обработке водным раствором, который содержал NH_4Cl , NaHCO_3 и $\text{Na}_2\text{Si}_4\text{O}_9$ (соответственно составу естественных терм), при температуре 400° в автоклавах (без измерения давления) в течение 17 дней. В результате произошел почти полный распад первоначальных биотита и хлорита с выделением окислов и гидроокислов железа и новообразованием серицита. Границы между прежними зернами и поровые пространства заполнились кварцево-альбитовым зернистым агрегатом.

Несомненно, эти эксперименты еще весьма далеки от того, чтобы охватить все многообразие явлений гранитизации. Реакции твердых тел во время метаморфизма с участием (хотя бы и незначительным) или без участия жидкой фазы хуже изучены экспериментально, чем детально исследованные реакции плавления в гранитной системе. Ко всему этому следует учесть еще и то обстоятельство, что весьма трудно избавить реальную природную систему от всех частных особенностей, так чтобы изучить существо вопроса в его идеально чистом виде. Эта трудность исчезает благодаря соответствующей организации эксперимента при изучении синтетических систем, где нет каких бы то ни было помех. Поэтому эксперимент над природными системами весьма сложен, а работа трудоемка и громоздка.

г) Экспериментальные исследования диффузии в силикатах

В конце предыдущего раздела (1в) мы указали на трудности, с которыми приходится сталкиваться при экспериментальных исследованиях реакций твердых тел в природных горных породах. Одна сторона этой проблемы постоянно обсуждалась в рассматриваемый период времени. Это вопросы о способах перемещения вещества в земной коре, которые имеют кардинальное значение для концепции образования гранита путем

«гранитизации». Чисто теоретически можно допустить следующие способы перемещения вещества.

1. Передвижение твердых, жидких и газообразных масс в земной коре, например твердых частей горных пород, расплавленной жидкой магмы, водных растворов, продуктов анатексиса и т. д.

2. Ионная диффузия в водных растворах, которые находятся в порах горных пород, в капиллярных пространствах, в адсорбционной пленке H_2O , в промежутках между зернами кристаллов и т. д.

3. Ионная диффузия без существенной роли H_2O или иных легколетучих компонентов (внутрикристаллическая диффузия или диффузия в межгранулярной пленке).

Геологическое значение передвижений масс (см. п. 1) настолько ясно, что здесь нет надобности в его более детальном рассмотрении.

Значение ионной диффузии как в водной среде, так и вне влияния H_2O с использованием промежутков между зернами кристаллов или кристаллической решетки экспериментально и петрографически доказано для объектов, не превышающих единичный кристалл. В симпозиуме конгресса по проблеме реакций в твердом состоянии (1952) дан обзор состояния наших знаний в этой области. Результаты большинства опытов, о которых было доложено, относятся, однако, к металлам и солям простой структуры. Эти результаты отнюдь не могут служить хорошей моделью условий, господствующих в земной коре. К сожалению, только немного исследований посвящено силикатам — объектам, наиболее важным с точки зрения образования горных пород. Так, Розенквист (Rosenquist, 1952) проводил исследования по вопросам скорости диффузии радиоактивных элементов — индикаторов (Ra^{+2} и Pb^{+2}) в альбите и микроклине при температурах 300—800°С. Ягич и Олсон (Jagitsch, Olsson, 1954) изучали обмен веществ путем диффузии между альбитом и ортоклазом при температуре примерно 1000°. Ферхуген (Verhoogen, 1952) исследовал скорость диффузии Li^+ , Na^+ и K^+ в кварце параллельно оси c при температуре 300—500°. Интересными являются данные Дженсена (Jensen, 1952) о том, что диффузия радиоактивного Na^{22} в пертите осуществляется

под определенным влиянием параллельных структур (измерения проводились при 550°C).

Все эти работы дали при высоких температурах константу диффузии в пределах от 10^{-8} до 10^{-12} $\text{см}^2/\text{сек}$. Перерасчет для геологически реального отрезка времени, равного 10^6 лет, дал бы максимальную величину диффузии до 1 м. Этот перерасчет является, однако, чисто формальным. Дело в том, что нельзя априорно принять, что некоторые движущие факторы (например, перепад концентраций) остаются постоянными в течение геологического времени. Названное число дает, следовательно, максимум. Но даже и эта величина слишком мала для того, чтобы объяснить метасоматические процессы, охватывающие большие объемы горных пород. Таким образом, можно утверждать, что современные данные по внутрикристаллической диффузии нельзя рассматривать как причину геологических миграций вещества на большие пространства. Во всяком случае, это утверждение справедливо для верхнего слоя земной коры, где влияние давления еще поддается экспериментальному изучению.

Существует ряд исследований о диффузии вдоль поверхностей кристаллов. При изучении этого явления следует различать: 1) «свободную» поверхность; 2) границу между двумя кристаллами; 3) «родственную» пограничную прослойку между кристаллами и 4) адсорбционную «межзерновую» пленку посторонних веществ. В геологических условиях в первую очередь, несомненно, встает вопрос об H_2O как об адсорбционной «межзерновой» пленке.

Сводку полученных результатов дает Розенквист (Rosenquist, 1952). Он установил, что константы диффузии для промежутков между кристаллическими зернами (независимо от их природы) в общих чертах соответствуют порядку констант диффузии в жидкостях, т. е. при нормальной температуре — величинам порядка 10^{-5} $\text{см}^2/\text{сек}$. Следовательно, константа диффузии для межзерновой пленки является в среднем при одинаковой температуре по крайней мере в 10^6 раз большей, чем для самой кристаллической решетки. Это соответствует — если произвести экстраполяцию применительно к геологическим промежуткам времени — размеру диффузии порядка 100 м — 1 км в течение 10^6 лет.

Геолого-петрографические возможности диффузии на такие расстояния и ее значение для образования гранитоидных пород будут детально разобраны ниже, в разд. 3в.

2. ТЕМПЕРАТУРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД (ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТЕРМОМЕТР)

За рассматриваемый период представления о температурах, при которых образуются граниты, стали яснее. Это было достигнуто как путем экспериментальных исследований силикатных систем гранитного состава, так и путем изучения несиликатных систем, которые рассматривались в качестве «геологического термометра». Последней теме посвящены работы Фридмана (Friedman, 1949), Сосмана (Sosman, 1952), Барта (Barth, 1955), Баддингтона (Buddington, 1955) и Ингерсона (Ingerson, 1955). Вопросы, важные с генетической точки зрения, будут рассмотрены особо.

а) Образование пертита

Изучение пертитов базируется на экспериментах, проведенных Боуэном и Таттлом (Bowen, Tuttle, 1950) и Лавесом (Laves, 1952) над системой $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 \pm \text{H}_2\text{O}$ ¹. Использование пертитов в качестве геологического термометра предполагает, что они возникли в результате распада первоначально единого щелочного полевого шпата. Для весьма тонких гомогенных сростаний это предположение соответствует действительности или по меньшей мере весьма вероятно. В противоположность этому, когда нам приходится иметь дело с горными породами, температуру образования которых приходится считать по другим причинам относительно низкой, пертитовые сростания обычно являются грубыми и неправильными. Здесь следует предполагать замещение одних компонентов другими (Drescher-Kaden, 1948). Форму пертитовых сростаний, следовательно, можно в первом приближении использовать в качестве геологического термометра (Rosenquist,

¹ Подробное изложение обсуждения результатов этих работ дано Таттлом и Боуэном (Tuttle, Bowen, 1958, стр. 17—28).

1952, стр. 172), а в известном смысле также и в качестве геологического «гигрометра» (показателя содержания H_2O). Дело в том, что, согласно работе Таттла и Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958), распад щелочных полевых шпатов весьма облегчается присутствием H_2O . Таким образом, тонкие пертитовые сростания могут длительно существовать, в частности в течение геологического времени, только при условии весьма незначительного (возможно, локального) содержания H_2O . Эти условия должны были бы соблюдаться по крайней мере во внутренних частях охлаждающихся полевых шпатов гранитов.

Если допускать образование пертита распада, то можно говорить и более определенно: так, согласно Боуэну и Таттлу (Bowen, Tuttle, 1950), максимум температуры распада полевого шпата (Or_{50}, Ab_{50}) располагается примерно при 660° , а при ином составе — соответственно ниже. Полевой шпат такого состава должен был бы, следовательно, по меньшей мере пройти через эту температуру. Этот вывод делает, например, П. Мишо (Michot, 1956, 1957) для «мезопертитов» из гранитизированных пород Норвегии, а Гейер (Heier, 1955) для «мезопертитов» из гранодиоритов (продуктов гранитизации амфиболитов южной Норвегии). Однако тот же автор наряду с этим описывает сравнительно грубые пертиты и прежде всего антипертиты, которые, надо полагать, возникли при замещении, то есть при температуре, не соответствующей вышеуказанной. Впрочем, Кёлер (Köhler) и Эрдманнсдорфер (Erdmannsdorfer) уже раньше указывали на то, что антипертиты, вероятно, всегда возникают при замещении плагиоклаза калиевым полевым шпатом.

Интересное наблюдение сделал Чэйз (Chayes, 1952), который установил, что образование пертитов в гранитах связано с определенными явлениями деформации (волнистое погасание) и зернистостью кварца. Вероятно, процесс распада пертитов, который первоначально был замедлен переохлаждением, возбуждается при усилении деформаций. Отсюда можно убедиться в том, что величина и форма пертитов распада отнюдь не всегда дает возможность сделать заключение о температуре главного этапа образования горной породы.

б) Состав полевых шпатов

Образование смешанных кристаллов щелочных полевых шпатов и их распад при низких температурах могут служить геологическим термометром. Вопрос заключается в том, в каком количестве в тройной системе анортит — альбит — калиевый полевой шпат альбитовый компонент входит в плагиоклаз и в калиевый полевой шпат (образуя либо сложный Na—K кристалл, либо продукт его распада). Барт (Barth, 1951, 1955, 1956) предположил, что:

$$\frac{\text{молекулярный процент } Ab \text{ в щелочном полевом шпате}}{\text{молекулярный процент } Ab \text{ в плагиоклазах}} = K_{(T, P)},$$

то есть что приведенное соотношение является постоянным при условии, что давление и температура также постоянны. Барт приводит температурную шкалу для соответствующих значений величины K , проверенную в определенных точках, которая показывает для ряда гранитов довольно однообразные температуры образования (в пределах 430—550° С). Для пегматитов получаются температуры в 550—620° С, а для очковых гнейсов — в 580—680°.

Эксперименты по этому вопросу проводил Винклер (Winkler, 1958). В своих опытах (1958, стр. 124) он получил при одинаковом давлении и постоянной температуре различные значения величины K . Наблюдавшиеся отклонения были настолько велики, что в итоге для «температуры образования», установленной таким образом, получились расхождения порядка 2—300°.

Весьма низкие температуры образования гранитов, выведенные Бартом, позднее были рассмотрены Таттлом (Disk. — Bemerk. 1955, стр. 128). Таттл указывает, что щелочнополевошпатовые компоненты, в особенности в присутствии незначительных количеств H₂O, даже при сравнительно низких температурах обособляются так хорошо, что образуются самостоятельные кристаллы (без ориентированных сростаний). Структуры гранитов, которые мы наблюдаем сейчас в природных условиях, и в особенности их полевошпатовая составляющая, образуются, следовательно, по мнению Таттла, полностью в позднюю стадию в условиях устойчивых низких температур. Таким образом, исследования, проведенные

над распределением щелочей в полевых шпатах гранитов, по мнению Таттла, не дают возможности судить о действительной температуре образования гранитов, возникших ранее.

Подобным же образом мог бы быть разъяснен вопрос о сосуществовании двух или более видов полевого шпата. Рейнольдс (Reynolds, 1952) и Перрен (Perren, 1956) — оба последовательные сторонники возникновения гранитов в результате трансформации при низких температурах — подчеркивают тот факт, что самостоятельное образование относительно чистых полевых шпатов, например совместное образование калиевого полевого шпата и альбита, может свидетельствовать против магматического образования гранитов. По мнению Таттла (см. выше), речь идет только об условиях последней фазы образования гранитов, которая протекает при сравнительно низкой температуре. Типичные структуры гранитов признаются в качестве структур, формировавшихся в твердом состоянии. Этот взгляд, который всегда выдвигала и отстаивала группа трансформистов, принимает теперь и этот основной (после смерти Боуэна и Ниггли) представитель магматистов. Все еще существующие различия между обеими концепциями заключаются в следующем: Таттл предполагает существование двух стадий в процессе гранитообразования — 1) главной магматической, характеризующейся высокой температурой, и 2) второстепенной последующей, протекающей при низкой температуре, тогда как Перрен и Рейнольдс отрицают существование магматической стадии (см. также разд. 3в, стр. 49).

в) Высокотемпературные формы минералов как реликты магматической стадии образования гранитов

Только что описанное расхождение в концепциях может быть объяснено при систематическом изучении распределения высоко- и низкотемпературных форм минералов в гранитах.

Так, например, Кейт и Таттл (Keith, Tuttle, 1952), применяя точный метод термического анализа, нашли, что температура альфа — бета перехода кварца для горных пород, образовавшихся при высокой температуре,

например для риолитов, располагается в пределах $572,3—573,1^{\circ}$, тогда как для горных пород, образовавшихся при сравнительно низкой температуре, следовательно и для гранитов, — в пределах от $573,0$ до $573,6^{\circ}$. Интересно, что те же авторы в 1954 г. при исследовании третичных гранитов острова Скай (Skye) отметили температуры превращения кварца, отвечающие температурам его превращения в риолитах.

Авторы делают вывод о том, что это, по-видимому, очень быстро застывшие граниты, в результате чего кварц сохранился при низких температурах конечных стадий кристаллизации¹.

То же самое свойственно высоко- и низкотемпературным формам плагиоклазов. Относительно кристалло-оптических различий обеих модификаций уже существует в достаточной мере содержательная и обширная литература. По вопросу же их возникновения (в особенности низкотемпературной формы) еще мало данных. Температура превращения низкотемпературной модификации в высокотемпературную, по данным Боуэна и Таттла (Bowen, Tuttle, 1950), порядка 700° для альбита, а для разностей, обогащенных анортитовой молекулой, — по всей вероятности, несколько ниже. Обратная реакция, т. е. превращение высокотемпературной модификации в низкотемпературную, экспериментально еще не получена. Даже при сравнительно низких температурах вплоть до 250° образуются метастабильные высокотемпературные плагиоклазы. Для остальных плагиоклазов этот вопрос выяснен только для чистого анортита (+ 10% альбита) (Laves, Goldsmith, 1954, 1956). Для средних плагиоклазов структурные взаимоотношения, по-видимому, достаточно сложны.

Гранитные и близкие к ним горные породы содержат, как и большинство метаморфических горных пород, низкотемпературные плагиоклазы. На основании этого при современном состоянии экспериментальных исследований не следует, однако, делать заключения, которое делает, например, Рейнольдс (Reynolds, 1952) и которое заключается в том, что эти горные породы никогда не содержали минералов с оптическими свойствами

¹ Материалы советских авторов по этому вопросу рассмотрены в предисловии, стр. 10. — *Прим. ред.*

высокотемпературных образований, иначе говоря, что здесь имела место кристаллизация исключительно в твердой фазе (без перехода через жидкость). В противоположность этому Таттл и Кейт (Tuttle, Keith, 1954), Розенквист (Rosenquist, 1952) и Бурри (Burri, 1956) нашли, что быстро затвердевшие глубинные породы содержат еще минералы, обладающие оптическими свойствами высокотемпературных образований, или минералы, обладающие оптическими свойствами образований, переходных от высокотемпературных к низкотемпературным. То же самое оказывается справедливым и для медленно застывающих вулканических пород (Karl, 1954).

По отношению к этим горным породам доказано, следовательно, с большой степенью вероятности магматическое происхождение. Иначе обстоит дело со многими гранитоидными породами, которые содержат исключительно минералы с оптическими свойствами, характерными для низкотемпературных модификаций, и соответственно схеме Розенквиста (Rosenquist, 1952) должны быть отнесены к амфиболитовой фации Эскола¹. Породы роговиковой фации, наоборот, содержат плагиоклазы с оптическими свойствами высокотемпературных образований. Согласно экспериментальным данным, Розенквист устанавливает поэтому важную для данной проблемы границу между амфиболитовой и роговиковой фациями при температурах 700° (см. ниже, фиг. 7).

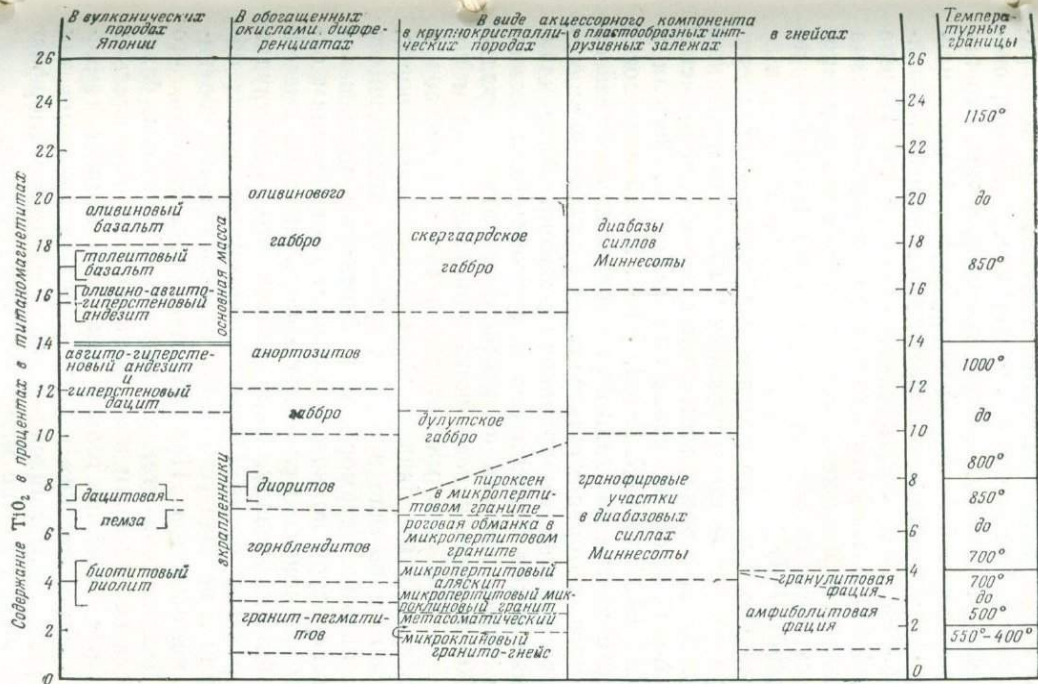
Независимо от этого Гейер (Heier, 1957) исследовал (оптически и рентгенографически) триклинность калиевых полевых шпатов различного происхождения. Он установил, что та группа, которая по методу Барта была определена как высокотемпературная, обнаруживает незначительную триклинность, тогда как низкотемпературная группа — высокую триклинность. Имеются все же непонятные исключения из этого правила, которые будут разрешены дальнейшими исследованиями. То же самое справедливо, по-видимому, для условий возникновения микроклина в гранитах и бластитах (порфиробластовых породах), судя по тому, как они описаны Мармо (Magno, 1955, 1958). Однако Лавес

¹ См. также предисловие, стр. 10.

(Laves, 1955) критически относится к этим данным. В итоге надо заметить, что в достаточной мере сложные явления в группе полевых шпатов, установленные в последние годы (прежде всего Лавесом и его школой), не дают еще возможности безусловно сопоставить результаты экспериментальных работ и соответствующих природных процессов. Это относится также к условиям образования полевых шпатов и прежде всего к влиянию сравнительно низких температур остаточной кристаллизации.

г) Минералы — изоморфные смеси как геологические термометры

По этому вопросу имеется очень много материалов, главным образом для тех температур, которые расположены ниже интересующих нас величин, соответствующих температурам образования гранитоидных пород, а именно для типичных гидротермальных рудных парагенезисов и т. д. Все же некоторые случаи были исследованы вновь. В итоге получился ряд интересных результатов, открывающих широкие возможности для дальнейших исследований. Так, Баддингтон, Фэги и Влисидис (Buddington, Fahey, Vlisidis, 1955) проанализировали содержание TiO_2 в магнетитах в различных парагенезисах, для которых приблизительно известны температуры их образования, и на основании полученных данных получили схему, изображенную на фиг. 4. Из этой схемы можно сделать некоторые выводы, имеющие значение для суждения о магматическом или метаморфическом происхождении некоторых спорных горных пород и месторождений полезных ископаемых. Так, магнетит-ильменитовые шпаты в анортозитах Адирондака и Квебека, так же как и магнетитовые выделения андезитовых лав, имеют температуры образования примерно в пределах $1000-800^\circ$. Гранофиры диабазов Миннесоты содержат такие количества титана, которые свидетельствуют о температурах порядка $850-700^\circ$. Интересно в связи с этим положение гранитоидных пород, исследованных указанными авторами. Содержание TiO_2 в магнетитах этих пород таково, что следует принять температуру их образования равной примерно $800-600^\circ$. Температура образования гранит-пегматитов и сходных с ними



Фиг. 4. Температура образования некоторых магматических горных пород, установленная по содержанию Ti в титаномагнетитах. По Балдингтону, Фэги и Влсидису (Buddington, Fahey, Vlisidis, 1955).

образований в гнейсах (мобилизатор?) примерно 400° . Для сравнения с полученными данными указанные авторы приводят титаномагнетиты некоторых метаморфических пород. Числовые данные по этому вопросу, очевидно, еще отрывочны. Интересен вывод о том, что породы гранулитовой фации по содержанию титана в магнетитах существенно не отличаются от пород амфиболитовой фации. Это подтверждает точку зрения Йодера (Yoder, 1955) о том, что обе эти фации метаморфизма различаются не столько по температуре своего формирования, сколько по другим особенностям (например, по содержанию H_2O).

Насколько трудно определение абсолютных температур образования метаморфических и гранитизированных пород даже при очень тщательных исследованиях, свидетельствует одна из последних работ А. Энгеля и К. Энгеля (A. Engel, C. Engel, 1958). В ней исследовалась тектонически сложная серия граувакковых гнейсов и мраморов, которая характеризуется увеличением степени гранитизации в направлении к массиву Адирондак. Применяя метод Баддингтона и другие методы, указываемые ниже, удалось получить температуры порядка $500-600^{\circ}$ для пачек негранитизированных пород и порядка $550-650^{\circ}$ для мигматитов и очковых гнейсов в гранитизированных пачках. Однако возникает вопрос, правильно ли вообще в горных породах, подвергшихся прогрессивному метаморфизму, определять максимальную температуру по количественным соотношениям отдельных компонентов сложных кристаллических смесей, подвергшихся распаду. Дело в том, что очень трудно учесть реликты более древних низкотемпературных образований и вообще установить первоначальные соотношения компонентов. Поэтому надо предполагать, что метод Баддингтона (так же как и иные методы, базирующиеся на подобном же принципе) дает относительно правильные значения только при снижающихся температурах магматических горных пород, в то время как для пород, подвергшихся прогрессивному метаморфизму, получаются только максимальные значения.

Другой, более редкий рудный минерал, а именно сфалерит, применили Куллеруд и Нейманн (Kullerud, Neumann, 1953в) для определения температуры образования серии пород, представленных слюдяными слан-

цами, кварцитами, известково-силикатными гнейсами и графитовыми сланцами на севере Норвегии. Графитовые сланцы содержат некоторое количество сфалерита, содержание FeS в котором может быть использовано в качестве геологического термометра, как это было предварительно установлено экспериментально первым из вышеназванных авторов (Kullerød, 1953). Этот минерал образуется при температуре около 440° С, которую, по мнению указанного автора, следует рассматривать в качестве максимальной температуры образования графитовых сланцев. Так как последние находятся в тесной связи с серией гранито-гнейсов и гранитов, указанный исследователь делает вывод о том, что образование и этих горных пород происходило в пределах этих температур. Это относится к последней фазе их образования, т. е. к общей гранитизации всех горных пород, вовлеченных здесь в метаморфизм и отличавшихся, очевидно, большим разнообразием. Эта гранитизация сохранила, например, горизонт графитовых сланцев.

Породообразующие цветные компоненты и прежде всего слюды также могут быть использованы в качестве геологического термометра. Так, например, Гельнер и Эйлер (Hellner, Euler, 1957) исследовали устойчивость естественных биотитов из гранитов и парагнейсов Шварцвальда до температуры 800° С и давления 1000 атм (H₂O в избытке). Кроме ориентированного осаждения гематита, начавшегося при температуре 350°, они установили постепенное уменьшение неупорядоченности одномерной трехслойной решетки по мере нарастания температуры. При длительном воздействии температуры 600° биотиты дают резкую интерференцию шестислойной решетки. Начиная с температур порядка 450—500° за счет исследованных биотитов образуется кордиерит. В свете этих экспериментальных данных можно думать, что гранитизированные породы Шварцвальда, описанные Менертом (Mehnert, 1951, 1953) и представляющие собой метатектические горные породы (с пегматоидными мобилизатами и реликтами, обогащенными биотитом), по-видимому, образовались при температурах выше 600°, за что говорит упорядоченная шестислойная решетка содержащегося в них биотита. Кордиеритсодержащие гнейсы района Гутах (Шварцвальд), которые рассматриваются как «реликты,

лишенные щелочей», могли образоваться только при температурах от 450 до 600°, так как они содержат, с одной стороны, неупорядоченный биотит, а с другой — кордиерит.

Условия устойчивости мусковита были исследованы Йодером и Югстером (Yoder, Eugster, 1955). Было установлено, что мусковит устойчив при нагреве только до температур 665° (при 100 атм давления H₂O) или 715° (при 2000 атм давления). Выделение его из гранитного расплава возможно, следовательно, если базироваться на температурных данных Таттла и Боуэна (Tuttle, Bowen, 1953), только при давлениях более 1500 атм, а именно — в области температур 650—820° (при 4000 атм давления H₂O). Ниже этого давления и этой температуры образование мусковита возможно только в твердом состоянии (например, при гидратации калиевого полевого шпата).

Определение температуры образования кальцитсодержащих метаморфических пород возможно по содержанию магния в кальците. Так, Граф и Гольдсмит (Graf, Goldsmith, 1955) на основании того, что содержание Mg растет вместе с повышением температуры образования породы, получили температуры 550—600° для пород гранулитовой фации и 450—520° для пород амфиболитовой фации.

Обзор результатов этих определений и соответствующие выводы будут даны ниже.

3. МИГРАЦИЯ И ДЛИНА ПУТИ, КОТОРЫЙ ПРЕОДОЛЕВАЮТ ПОДВИЖНЫЕ КОМПОНЕНТЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

а) Вопросы номенклатуры

В разд. Iг (см. выше, стр. 31) мы видели, что экспериментальные данные, которые можно привлечь к объяснению перемещения веществ в земной коре, еще достаточно отрывочны. Поэтому в значительной мере приходится базироваться на интерпретации природных явлений того или иного порядка. Чтобы эту интерпретацию не перегружать сразу же физико-химическими представлениями, желательно пользоваться такими понятиями, которые по возможности точнее отображали

бы описанное явление, отнюдь не заменяя физико-химического истолкования. Например, целесообразно говорить о возможности химической миграции вещества в земной коре, что уже разбиралось в данной работе (см. выше, стр. 32), используя нейтральное выражение, которое передавало бы только факты наблюдавшейся или выявленной миграции вещества.

Миграция компонентов горных пород (того или иного порядка, вплоть до атомарных перемещений) в настоящее время признается всеми. При этом следует отличать легкоподвижные, мобильные компоненты от трудно или совершенно неподвижных, иммобильных. Процесс, при котором иммобильный до определенного времени компонент становится мобильным, лучше всего называть мобилизацией.

Тем самым удается избежать уточнения физико-химических условий, которое при современном состоянии наших знаний невозможно (например, расплавление, растворение, вытеснение). Путем применения такой генетически нейтральной номенклатуры можно уйти от спора о теориях происхождения к обсуждению познаваемых фактов. Исходя из последних, можно постепенно подойти и к генетическим обобщениям. До тех пор пока между явлениями, наблюдаемыми в природе, и экспериментом зияет пропасть, невозможен иной путь к познанию, чем тот, при котором должна быть ясно освещена эта пропасть.

Прежде всего для нас важен вопрос о том, какова длина пути компонентов, способных к миграции. Она в принципе может быть определена по участкам горной породы, в которых постоянно присутствует этот компонент. Полученная таким путем величина отображает максимально возможное перемещение наиболее мобильных компонентов.

б) Петрографические данные о местных (локальных) миграциях

В этой области накоплено много наблюдений, из которых следует выбрать лишь некоторые, наиболее спорные. Зональное строение плагиоклазов обычно рассматривалось как пример лишь крайне незначительной миграции вещества полевого шпата (например, внутрикри-

сталлическая диффузия Na^+ и Ca^{++}), так как тончайшие детали зонального строения плагиоклазов полностью сохраняются даже при температурах застывающих магматических тел спустя длительное (геологическое) время. В противоположность этому Гольдсмит (Goldsmith, 1952), Польдерварт (Poldervaart, 1953) и другие авторы указывают на то, что при зональном строении плагиоклазов выравнивание Na^+ и Ca^{++} весьма затруднено тем, что одновременно должна происходить перестройка тетраэдров $(\text{Al}, \text{Si})\text{O}_4$. Тетраэдры плагиоклазов исключительно стабильны из-за высокого заряда центральных катионов Si^{+4} и Al^{+3} и из-за сильной поляризации кислородных зон; поэтому замена центральных катионов невозможна (Laves, Goldsmith, 1955).

Несколько иначе выглядят случаи, когда мы имеем дело с щелочными полевыми шпатами. Гомогенизация $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и KAlSi_3O_8 становится возможной тогда, когда группы AlSi_3O_8 одинаковы или сходны по степени упорядоченности $\text{Al}:\text{Si}$, а температуры, при которых проводится эксперимент, достаточно высоки (см. выше, гл. 2а, стр. 34). В тех же случаях, когда тетраэдры резко различны по степени упорядоченности $\text{Al}:\text{Si}$ (высоко- и низкотемпературные формы) или когда температура недостаточна, диффузия щелочных катионов ограничена. Розенквист (Rosenquist, 1952) исследовал связь между шириной и формой пертитовых полос и размером диффузии щелочных катионов. Он получил при этом диффузионные константы порядка 10^{-12} $\text{см}^2/\text{сек}$ при расстоянии 200 μ (принятое среднее значение). Эти соображения, к которым присоединяется еще ряд других (основанных на изучении контуров зерен, шахматного строения альбита, мирмекитов и серицитизации полевых шпатов), свидетельствуют о том, что позднемагматические изменения полевых шпатов гранитов происходят в результате миграции некоторых компонентов лишь на сравнительно короткие расстояния, немного превосходящие размеры отдельных кристаллов.

Пока еще ничего не говорилось о возможной миграции во время главной фазы образования полевых шпатов гранитов. Здесь можно воспользоваться данными об «однополевошпатовых» (пертит + кварц) и «двухполевошпатовых» (плагиоклаз + микроклин + кварц) гранитах. Однополевошпатовые граниты до сих пор объясня-

лись на основе данных по системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 \pm \text{H}_2\text{O}$, исходя из весьма вероятных представлений, что пертиты представляют собой продукты распада первоначально гомогенного K-Na полевого шпата [см. диаграммы в работе Боуэна и Таттла (Bowen, Tuttle, 1950)]. Однако Перрен и Рубо (Perrin, Roubault, 1951) и Рейнольдс (Reynolds, 1952) указали, что в так называемых «двухполевошпатовых гранитах», состоящих из самостоятельных кристаллов плагиоклаза и ортоклаза или микроклина, в которых хорошо видны признаки их отчетливой индивидуальности (зональное строение, округлые включения), не происходило распада первоначально гомогенного полевого шпата.

Максимум температур образования смеси щелочных полевых шпатов при давлении 1000 атм лежит при 660° . Перрен (Perrin, 1956), исходя из этого, указал, что образование двух полевых шпатов может быть объяснено только значительной перекристаллизацией гранитов при температурах ниже 660° ; эти температуры он и выше-названные авторы рассматривали как температуры главной фазы образования гранитов. Однако перекристаллизация при сравнительно низких температурах, по мнению Перрена, уже определенно относится к области метаморфизма («гранитизации»).

Между тем система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 \pm \text{H}_2\text{O}$ была исследована вплоть до давления 5000 атм (Yoder, Stewart, Smith, 1957). Минимальная температура плавления порядка 695° ; интервал, в пределах которого происходит образование изоморфной смеси, примыкает к этой температуре, так что ниже 695° устойчивы оба полевых шпата. «Тройной» минимум в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$, согласно Таттлу и Боуэну (Tuttle, Bowen, 1958), при давлении 4000 атм H_2O и температурах в $640-650^\circ$ располагается настолько низко, что оба полевых шпата могут кристаллизоваться совместно. Благодаря этому представляется весьма вероятной теория, высказанная Таттлом (Tuttle, 1952), о том, что «однополевошпатовые граниты» образуются из относительно «сухой» магмы с относительно высокой температурой затвердевания, тогда как «двухполевошпатовые» граниты происходят из магмы, обогащенной H_2O , с относительно низкотемпературной кристаллизацией.

— Однако общим для обеих точек зрения — как для магматической теории, основывающейся на экспериментальных данных, так и для теории гранитизации, базирующейся на детальном регионально-петрографическом исследовании, — является предположение о том, что во время поздней стадии образования гранитов подвижность составных частей полевого шпата еще настолько высока, что их миграционные возможности определенно превосходят размеры отдельных кристаллов. Так, Таттл еще в 1952 г. указал, что, хотя к концу процесса кристаллизации наблюдаются совершенно очевидные явления перекристаллизации, их следует понимать большей частью как явления весьма интенсивного распада или реакций остаточного гранитного расплава с уже выделившимися кристаллами (например, зоны плагиоклаза, обогащенного альбитовой молекулой, между микроклином и плагиоклазом, содержащим повышенные количества анортитовой молекулы, но не между плагиоклазом и кварцем или микроклином и кварцем). Иначе подходит к этому вопросу Мармо (Marmo, 1958), указавший, что нет переходных стадий между типичными пертитами распада и этими явлениями конечной кристаллизации и что, следовательно, предположение Таттла представляется сомнительным. Таким образом, очевидно, что последнее слово еще не сказано.

Степень подвижности полевошпатовых компонентов (\pm кварц) может быть выведена и из других явлений. Если миграция превышает размеры отдельного кристалла, то по структуре гранита нельзя установить ее величину. Если же подобные явления наблюдаются и во вмещающих породах негранитного состава (например, гранитные жилы и шпильки в гнейсах и т. д.), то по причинам, которые будут рассмотрены ниже, можно доказать, что гранитные жилы представляют собой местные мобилизаты соответствующих горных пород. Таким образом, предположив самые простые условия, можно рассматривать половину мощности жилообразных тел как расстояние, на которое происходила миграция наиболее подвижных компонентов.

Петрографическая группировка таких мобилизатов (Mehnert, 1953) приводит к выводу о том, что может быть установлена последовательность мобилизации, которая в принципе (однако с существенными отклоне-

ниями) противоположна последовательности магматической кристаллизации. Мощность жильных мобилизаторов гранитного состава колеблется в пределах от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. В случаях больших мощностей петрографические наблюдения указывают, что движения мобилизата происходили как единое целое, без всякой связи с вмещающими породами. Самое большое достоверно определенное расстояние миграции таких гранитоидных мобилизаторов без учета их общего движения находится, следовательно, в пределах величин от нескольких сантиметров до нескольких дециметров.

Сильное «пропитывание» многих участков распространения высокометаморфизованных пород гранитными новообразованиями в виде шпир, гнезд и т. д. часто создает ложное представление о большом размахе миграции. Детальное исследование включений — например, включений осадочных пород (гальки, конкреции и др.) — свидетельствует в общем об их образовании *in situ*.

в) Петрографические данные о миграции на большие расстояния

Наряду с фактами, приведенными в предыдущем разделе, в метаморфическом основании, несомненно, существуют комбинации минералов, которые возникли в результате процессов миграции на большие расстояния. Самым надежным определением расстояния миграции является, естественно, такое, когда можно установить исходный и конечный пункты миграции. Многократно описанным примером таких миграций являются зоны фельдшпатизации по контактам с массивами гранитов.

Обычно речь идет о калиевом полевом шпате, часто образующем более или менее идиоморфные крупные кристаллы, которые пропитывают вмещающие породы, и при одновременной перекристаллизации остальных породообразующих минералов дают вместе с ними такую породу, которая макроскопически и микроскопически часто сходна с обогащенными шлирами гибридными гранитами краевых фаций или даже прямо переходит в эти последние. Это и есть классические области «гранитизации» (Drescher-Kaden, 1948; Hoenes, 1948;

Erdmannsdörffer, 1948, 1950; Exner, 1951; Joplin, 1952; Nickel, 1953; Hutchinson, 1956 и другие).

Не раз указывалось, что крупные кристаллы калиевого полевого шпата содержат элементы более древних структур. Пронизывая последние поперек, они являются, очевидно, наиболее молодыми образованиями породы. Эти кристаллы выростали, по-видимому, преимущественно в твердых минеральных агрегатах. Речь идет, следовательно, о бластезе. Так как петрографически нельзя отличить порфиробласты калиевого полевого шпата вмещающих пород от порфиробластов в гранитах, то следует предполагать, что оба бластеза связаны как во времени, так и причинно.

Мощность таких зон фельдшпатизации вокруг гранитных массивов изменяется от единичных метров до нескольких сот метров. Такие зоны фельдшпатизации имеют гнейсовые купола и описанные Галлером (Haller, 1955, 1956) «мигматитовые купола» на северо-востоке Гренландии. Очевидно, что при росте калиевополевошпатовых порфиробластов мигрирующее вещество в значительной мере проходило насквозь, так как порфиробласты обычно обнаруживают текстуры до- и паракристаллизационной деформации. Следовательно, миграция полевошпатовых компонентов происходит, по-видимому, в межгранулярных и капиллярных пространствах горной породы. Следует предполагать (но нельзя доказать) относительно высокое содержание H_2O в мигрирующих веществах, т. е. миграцию, происходящую практически в растворе. Большое количество очень крупных порфиробластов калиевого полевого шпата (размером в 10 см и выше) говорит в пользу достаточно высокого содержания в породе легколетучих минерализаторов.

В глубинах складчатого основания очень широко распространен бластический рост плагиоклаза. Это явление пользуется обычно региональным распространением и не связано с воздействием интрузий гранита (Mehnert, 1957). Перераспределение полевошпатовой составляющей, способной к миграции, при этом, очевидно, происходит в связи с региональным погружением всего комплекса горных пород, причем в этом случае нельзя установить явлений привноса. По-видимому, бластический рост осуществляется в результате внутреннего

обмена веществ. Обычно в порфиробластах полностью сохраняются местные особенности пород, например отношение Са/Na. Из этих фактов можно видеть, что хотя условия плагиоклазового бластического роста имеют региональный характер, но никакого регионального привноса вещества установить нельзя.

Иная обстановка имеет место в расположенных выше зонах складчатого фундамента (в эпизоне и в верхних частях мезозоны). Широко распространенные здесь новообразования плагиоклаза представлены в качестве кристаллобластического минерала обычно чистым альбитом. Бластические образования плагиоклаза и здесь независимы от гранитных интрузий. Они связаны с крупными зонами дислокаций, широко распространенными в эпизоне. Так, Беарт (Bearth, 1952) описал региональную альбитизацию в Пеннинских Альпах (массив Монте-Роза) в качестве процесса, для которого определено можно принять привнос натрия из глубин. Возможное происхождение этих натрийсодержащих мобилизаторов будет рассматриваться ниже, в разд. 4в.

Региональная гранитизация как результат бластического роста плагиоклазов описана Мишем (Misch, 1949b) в северо-западной части провинции Юньнань (Китай), где мезозойские отложения песчано-глинистого состава в результате бластического образования плагиоклазов (в ядрах — андезин, в периферических частях — олигоклаз) и других минералов (калиевого полевого шпата, кварца, биотита, роговой обманки) превращены в породы гранодиоритового характера. Геолого-петрографические данные свидетельствуют в пользу весьма низкотемпературных условий их образования. Подсчет баланса вещества позволяет предположить поступление растворов, богатых натрием.

Вообще бластическое образование плагиоклаза имеет более широкое региональное распространение, чем аналогичное возникновение калиевого полевого шпата. Бластический рост плагиоклаза независим от гранитных интрузий или, во всяком случае, не связан с ними непосредственно в отличие от бластического образования калиевого полевого шпата. Обычно речь идет о кислых плагиоклазах (до альбита). Характерно, что содержание анортита возрастает вместе с ростом температуры образования, за исключением пород, в которых велико

содержание кальция (известково-силикатные роговики). Росту кислых плагиоклазов благоприятствуют тектонические нарушения, открывающие пути миграции растворам, обогащенным Na, а также зоны горных пород, хорошо проницаемых для растворов (обломочные отложения). При этих условиях существует большая уверенность в возможности миграции вещества на значительные расстояния.

4. БАЛАНС ВЕЩЕСТВА ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ГРАНИТОВ

а) Общие принципы и обобщения, разработанные на основании анализов над определенными сериями пород

Независимо от вида и причины миграций, рассмотренных в предшествующих главах, баланс вещества (качественный и количественный) при образовании гранитов может быть получен простым подсчетом. Наряду с этим должен быть определен вещественный состав массива горной породы до и после гранитизации. Это весьма трудно, когда речь идет о крупных массивах, так как для них обычно не удается указать точно состав пород до формирования (исходный состав). Сюда же включается спорная проблема пространства (см. ниже, разд. 6б, стр. 84). Более простыми и ясными представляются обычно соотношения в случае небольших гранитных тел, размером от нескольких метров до нескольких сантиметров. Поэтому существует целый ряд исследований по вопросу баланса вещества при образовании малых тел гранитоидов. Причем — поскольку отбор примеров произволен по сравнению с природными условиями — описываются обычно такие случаи, по которым представляется более или менее достоверным формирование гранитов *in situ*. Случаи же, в которых несомненно внедрение чужеродного материала, отодвигались на задний план, так как по отношению к ним генетические выводы большинству авторов представлялись «неинтересными».

Вычисление баланса принуждает исследователя возможно точнее изучать состав рассматриваемых пород, а также и предполагаемый привнос и вынос вещества.

Поэтому отбор проб и техническое выполнение анализов должны быть проведены безупречно со статистической точки зрения. Если материал не может быть в каждом случае проанализирован, то все же весьма полезно для решения рассматриваемых проблем дать сведения о местонахождении всех компонентов — в том числе и ушедших из системы. Несомненно, что в течение прошедшего десятилетия геохимическое учение продвинулось вперед по сравнению с генетическими спекуляциями прошлого, базировавшимися на наблюдаемых микро- и микроструктурах. Еще П. Ниггли сожалел о том, что определенные структуры рассматривались в качестве доказательства тех или иных реакций в зависимости от субъективных точек зрения различных авторов. Проверка реакций, постулированных таким образом, по балансу их вещества и приведение доказательств, исходя из анализа продуктов этих реакций, должны были значительно уменьшить эту понятную неуверенность.

Первая проблема, связанная с обсуждением баланса вещества, возникает при выборе способа пересчета химических анализов. Самый простой метод — обычные анализы в их обычном виде с весовыми процентами окисей — можно применить только тогда, когда рассматриваются весьма простые случаи, в которых реакции привноса и выноса могут быть расчленены настолько, что каждому члену реакций может быть приписан общий анализ. Если же это невозможно, то необходима осторожность, и следует ограничиться лишь установлением механизма реакций путем сравнения анализов. Дело в том, что в тех случаях, когда различия между исходным материалом и конечными продуктами по своему химизму являются не очень четкими, процессы миграции вещества могут оказаться замаскированными. Польдерварт (Polderwaard, 1953) проверил способы пересчетов в классической серии анализов В. М. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1920) из района Ставангер. Он пересчитал анализы тремя способами:

- 1) предполагая постоянные объемы;
- 2) основываясь на стандартной ячейке Барта, соответствующей 160 ионам кислорода;
- 3) предполагая тетраэдры $(Al, Si)O_4$ постоянными.

Последний метод рассматривается Польдервартом как наиболее вероятный для природных условий.

Эскола (Eskola, 1954), напротив, подчеркивает значение постоянства объемов при метасоматических процессах и приводит, присоединяясь к Ниггли и Барту, способ пересчета по процентам катионов, хорошо согласующийся с принципом постоянства объемов. Венк (Wenk, 1954) подтвердил это, но одновременно установил, что пересчеты таких процессов с молекулярными коэффициентами по Ниггли (si, al, fm, c, alk) маскируют важные моменты.

Еще более серьезным, даже решающим вопросом является вопрос отбора пробы. В большинстве случаев подвергаются анализу ряды проб нарастающей степени метаморфизма, в отношении которых предполагается, что они произошли из одинакового исходного материала. Это предположение может быть доказано лишь очень редко. И в настоящее время все еще правильно указание Эрдманнсдорфера (Erdmannsdörffer, 1950), что безоговорочное принятие этого предположения является главным источником ошибок во всех изученных до настоящего времени случаях. Даже тогда, когда грубые реликтовые структуры (например, конгломераты) облегчают установление природы отбираемой пробы, остается место для сомнений. Так, Боусом (Bowes, 1953) была описана постепенная гранитизация тиллитов, смятых в узкие складки и метаморфизованных в условиях эпизоды (горный район Фиттон в Южной Австралии). Переходы были доказаны химическими анализами пяти последовательно отобранных проб. Чиннер, Сэндо и Уайт (Chinner, Sando, White, 1956) весьма основательно сомневались в существовании этого ряда. Согласно их взглядам, речь идет об обратной последовательности, так как докембрийские тиллиты моложе гранитов, а переходная зона представляет собой первоначально аркозоподобную выветрелую залежь в основании тиллитов.

Так на ярком примере обнаруживается трудность доказательств химических перемещений вещества в процессе постепенно нарастающего метаморфизма (в том числе и в процессе гранитизации).

Чтобы понять химизм самых различных стадий процесса, должны быть изучены сравнительно большие пространства, тождество первичного вещества в которых можно доказать лишь с трудом. Эту трудность избегают

те исследователи, которые ограничиваются доказательством перемещения вещества на небольшом пространстве, чтобы затем, используя полученные при этом выводы как модель, распространить их на перемещения вещества на большие расстояния. Так, можно наблюдать образование гранитоидных и пегматоидных пород до некоторой степени *in situ* и проконтролировать баланс их вещества, изучив соответствующие жилы, залежи и шлиры в «мигматитах». По этому вопросу существует ряд работ (J. Köhler, 1950; Mehnert, 1951; Ljunggren, 1957). В благоприятных условиях в мигматитовых гнейсах можно наблюдать наряду с широко распространенными залежами светлых пород («метатектитам», по Шейманну) темные, обогащенные цветными минералами каймы. Последние, очевидно, находятся в генетической связи с образованием светлых залежей. Если сопоставить обе эти разности пород в отношении их химизма и минералогического состава с еще неизменными гнейсами, обычно еще сохраняющимися здесь же, то можно довольно хорошо понять механизм образования светлых разностей. К настоящему времени, в сущности, есть два возможных объяснения, которые схематически изображены на фиг. 5. Согласно первому из таких объяснений, светлая залежь и ее темная кайма образовались из исходного материала путем селективной мобилизации (растворения) светлых компонентов (кварц + полевошпат). При этом нерастворенные темные компоненты сгруппировались по краям. Вторая точка зрения рассматривает образование светлых залежей в качестве продукта значительного привноса материала (путем ионной диффузии). При этом темные каймы созданы «фронтом базификации», опережающим фронт гранитизации (Рейнольдс).

Названные авторы на основании сопоставлений и химических анализов таких комплексов пород установили, что исходный состав может быть в общем получен путем сложения данных анализов светлых и темных залежей, и решили поэтому вопрос в пользу «утечки» (первая точка зрения), т. е. в пользу метаморфической дифференциации. Кроме того, существуют залежи светлых пород, шлиры и т. д., не имеющие никаких темных окаймлений и состав вещества которых не может поэтому быть объяснен путем простой мобилизации на

месте. Однако их состав можно комбинировать с составом горных пород ближайших окрестностей, обогащенных цветными компонентами (например, с составом биотит-кордиерит-силлиманитовых гнейсов). Здесь, следовательно, господствует явление привноса на локальных участках при постоянстве, однако, баланса вещества на всей территории в целом (т. е. на сравнительно большом пространстве).



Фиг. 5. Схематическое изображение темных (богатых цветными компонентами) краев пегматоидных мобилизатов. Слева: истолкование в качестве реликтовой породы, светлые компоненты которой (кварц + полевой шпат) подверглись мобилизации. Справа: истолкование в качестве «фронта базификации», наблюдающегося при гранитизации.

Подобные условия изучил Венк (Wenk, 1954), используя серию анализов (8 образцов) пород восточной Гренландии. Образцы были отобраны из докембрийской пелитовой осадочной серии, породы которой через серицит-хлоритовые филлиты и гранатово-слюдяные сланцы переходят в биотит-мусковит-гранатовые гнейсы частично с кварц-полевошпатовыми метатектитами. Химические анализы этих образцов свидетельствуют о том, что на первых стадиях метаморфизма еще нельзя распознать закономерных перемещений вещества. С увеличением степени преобразования породы в ней нарастает содержание Si и Na (в меньшей мере Ca), между тем

как содержание Al и K (а также Mg и Fe) снижается. Кроме того, происходит постоянное обезвоживание. По составу минералов можно распознать нарастающий процесс фельдшпатизации, происходящий за счет слюдяных минералов. Таким образом, здесь не происходило привноса полевошпатового вещества. Сумма K + Na остается приблизительно постоянной, так же как и сумма Si + Al, т. е. здесь не происходило привноса щелочей, и, согласно Венку (Wenk), господствуют явления внутренних перемещений вещества. Следовательно, в толще земной коры мощностью 18 км (включая мигматитовое ядро) внешние биотит-гранатовые зоны обогатились алюминием и калием, а внутренние — дистен-олигоклазовые — кремнием и натрием.

Сходство этой региональной зональности с описанными выше локальными обособлениями настолько велико, что следует предположить их принципиальное подобие. Изложение геохимической дискуссии, посвященной анализам серий горных пород с нарастающей степенью метаморфизма, привели Рейнольдс (Reynolds, 1946) и Чао (Chao, 1951). Оба эти автора приводят многочисленные, частично ставшие уже классическими анализы серий горных пород с нарастающей степенью метаморфизма и производят их пересчет по методу Барта (на стандартную ячейку в 160 ионов кислорода). Таким образом, устанавливается привнос и вынос, причем наиболее слабо метаморфизованные породы принимаются в зависимости от обстоятельств за исходные. В качестве примеров приводятся геохимически обработанные серии регионально метаморфизованных пород (например, известная серия Ставангер В. М. Гольдшмидта и др.), контакты и более или менее измененные ксенолиты гранитов. В результате своих исследований авторы утверждают, что на начальных стадиях имеет место обогащение горных пород Ca, Mg и Fe наряду с выносом SiO₂, т. е. происходит базификация. С увеличением степени метаморфизма содержание SiO₂ и Na нарастает (обычно они присутствуют в форме полевого шпата), т. е. с этой стадии начинается, собственно, гранитизация. Упомянутые в настоящем разделе (см. выше, стр. 55) светлые пегматоидные и гранитоидные участки мигматитовых гнейсов с их темными каймами истолковываются так же (т. е. в смысле

второго предположения, представленного на фиг. 5). Темные каймы являются, следовательно, результатом воздействия «фронта базификации», который следует впереди «фронта гранитизации». Таким же образом истолковываются и регионально метаморфизованные серии и гранитные контакты, т. е. как результат воздействия обоих этих фронтов, причинно тесно связанных между собой, поскольку «кислотный» фронт гранитизации возбуждает «фронт базификации» и «гонит» его перед собой.

Изученные примеры, приведенные в упомянутых работах, свидетельствуют о том, что в отдельных случаях возможны весьма значительные отклонения от этой схемы. Аналогичная интерпретация рассматриваемых явлений дается и в других работах (Harry, 1953; Whitten, 1953; Scotford, 1954; Oertel, 1955). Не имея возможности входить в детали результатов, полученных в этих работах, укажем, что они убедительно свидетельствуют о том, что геохимические реакции между горными породами даже относительно простого состава [например, по данным Уиттена (Whitten), между кварцитами и гранитами] настолько сложны, что наглядное изображение их возможно только при значительном упрощении. Так, на основании анализов серии пород (филлиты → слюдяные сланцы → гнейсы) Джаплин (Jorlin, 1952) показала, что из полученных данных нельзя делать уверенных выводов о существовании «фронта базификации» в строгом смысле этого слова, т. е. в смысле, который придает ему Рейнольдс. Если и можно установить увеличение содержания SiO_2 и Na_2O и уменьшение содержания Fe_2O_3 , MgO и H_2O на более высоких ступенях метаморфизма, то эти величины все же имеют такой сильный разброс внутри рядов, что приведенные выше высказывания имеют значение лишь в общих чертах.

Следует заметить, что все геохимические рассуждения о сериях проанализированных пород должны быть особо внимательно статистически оценены как в части характеристики отбора материала для анализа, так и в части анализа погрешностей по методу естественного разброса полученных величин. Во многих случаях разброс цифр, полученных при анализе, из-за неоднородности исходного материала, из-за различий в технике отбора проб и в технике анализов может быть большим,

чем допускавшиеся различия внутри рассматриваемого ряда.

К этому следует добавить пока еще не выясненную связь, имеющуюся между образованием минералов, составом минералов и общим химизмом горных пород. Делать выводы без тщательного сравнения данных количественно-минерального состава и данных общего анализа можно только с большими оговорками. Поэтому результаты геохимических данных о гранитизации на больших пространствах должны быть сформулированы с соответствующей осторожностью. Ниже будет дан критический обзор современных взглядов по этому вопросу.

б) Обогащение щелочами (привнос щелочей)

Геохимическое поведение щелочей рассматривалось с самого начала исследований процесса гранитизации как особенно характерная черта этого процесса. В течение всего рассматриваемого периода было представлено большое количество работ, специально или попутно посвященных роли щелочей в процессе метаморфизма и гранитизации.

Отправным пунктом для всех рассуждений является то, что в осадочных породах пелитового состава, изменяющихся в процессе метаморфизма, сравнительно мало щелочей, тогда как граниты в качестве предположительных конечных продуктов этого процесса богаты щелочами. Этот факт, по-видимому, следует объяснять содержанием полевых шпатов, которые образуют главную составную часть гранитов, хотя в начальных стадиях метаморфизма почти или совершенно отсутствуют. Из этого делается принципиальное заключение, что здесь происходит фельдшпатизация (привнос вещества, из которого формируется полевой шпат), которая и объясняет обогащение щелочами.

Однако в такой простой форме это высказывание неправильно. Дело в том, что K и Na ведут себя при этом процессе совершенно различно. Первое впечатление от просмотра литературы по этому вопросу очень неопределенно. Так, на основании тщательно исследованных серий образцов описывается привнос натрия и вынос калия, привнос калия и вынос натрия, привнос обеих

щелочей или постоянство содержания щелочей при внутренних перемещениях других компонентов.

По-видимому, Na и K должны в принципе рассматриваться по отдельности, так как их поведение различно в зависимости от исходного материала, геологической глубинности и возможного воздействия магм.

Привнос калия во многих случаях несомненен, особенно там, где близко залегают граниты, богатые калием. Классической страной калиевого метасоматоза, протекающего под воздействием богатых калием гранитов, является Финляндия (Sederholm, Eskola). За рассматриваемый нами период проблема привноса калия подверглась количественно-петрографическому изучению (роговая обманка, биотит, образование микроклина) главным образом финскими геологами (Hietanen, 1947; Simonen, 1948; Härme, 1958). Так, описан небольшой, но очень наглядный случай (Härme, Laitala, 1955) последовательной гранитизации габбрового ксенолита в микроклиновом граните. При этом сильно увеличивалось содержание калия, а количество натрия несколько снижалось. Воздействие летучих компонентов в этом случае несомненно. Следовательно, здесь с уверенностью следует предполагать привнос калия из магматического источника.

Подобные явления были отмечены во многих местах, например в зоне развития кристаллобластов калиевого полевого шпата шириной в несколько сот метров на северном и южном контакте краевых гранитов в южном Шварцвальде (Hoenes, 1948); в северном Шварцвальде (Erdmannsdörffer, 1948); в Оденвальде (Nickel, 1956) и в горах Тауерн (Exner, 1951; Frasl, 1954). Мы привели эти примеры, чтобы назвать хотя бы несколько работ из опубликованных на немецком языке. Подсчеты баланса вещества в кристаллобластовых калиевополевошпатовых породах центрального Шварцвальда, приведенные Эрдманнсдорфером, показывают, что трудно допустить привнос как силиката, так и алюмината калия, но что, несмотря на это, метасоматический обмен при калиевой фельдшпатизации более интенсивен, чем даже обмен под воздействием гранитной магмы (см. представления Эскола).

В других районах также был описан калиевый метасоматоз, хотя и не отмечалась его прямая связь с воз-

действием магмы. Так, Миш (Misch, 1949a) объясняет серию пород с нарастающим метаморфизмом от аргиллитов до слюдяных сланцев, парагнейсов и гранито-гнейсов в районе Нанга-Парбат (Гималаи) калиевым метасоматозом при участии растворов, обогащенных калием, во время третичного регионального метаморфизма. Рейнольдс (1948) описала даже преобразование («трансформацию») каледонского гранодиорита в Северной Ирландии в гранофир, причем доказывался привнос калия, хотя и не был указан его источник. Оба автора являются известными представителями учения о гранитизации и истолковывают поэтому свои наблюдения, не прибегая к гипотезе непосредственного магматического воздействия. Однако в обоих случаях, по нашему мнению, нельзя исключить, а, наоборот, следует считать весьма вероятным, что за пределами рассматриваемого пространства существует активная магма и магматические дифференциаты, косвенно влияющие на этот процесс.

В противоположность калиевому метасоматозу неоднократно был описан привнос натрия в горные породы, метаморфизованные в условиях относительно низких температур. О весьма интересном примере снова сообщил Миш (Misch, 1949b). Речь идет о «гранитизации» мезозойских обломочных красноцветных отложений при инфильтрации растворами, обогащенными натрием (в северо-восточной части Юньнани, Китай). Инфильтрация натрово-силикатных растворов, по мнению этого автора, произошла на очень небольшой глубине при умеренных температурах. В результате образовались порфиробласты олигоклаза, микропертита, кварца и некоторые количества роговой обманки и биотита, вследствие чего порода приобрела макроскопически «гранитоидную» структуру.

При привносе натрия весьма широко распространена альбитизация. Обычно породы претерпевают альбитизацию как вид диафтореза во время охлаждения. С точки зрения регионального метаморфизма альбитизация происходит в области эпизоны. В Альпах, в центральных кристаллических зонах, например в районе Тауерна (Angel, Staber, 1952; Leitmeier, 1955), очень широко распространено образование альбита и олигоклаза как следствие привноса натрия. Гюнтерт (Günthert, 1954) описал альбитизацию в мезометаморфических породах

ядра и покрова района Маджиа-Лаппенс (Maggia-Lapprens), а Беарт (Bearth, 1952) — в пеннинских породах района массива Монте-Роза (Альпы).

Соотношения между калиевым и натриевым метасоматозами почти всегда одинаковы. Калиевый метасоматоз в общем более высокотемпературен, чем натриевый. Там, где преобладает нормальный ход температурных условий, натриевый метасоматоз следует за калиевым. Например, выделившиеся сначала кристаллобласты калиевого полевого шпата замещаются кристаллобластами альбита или олигоклаза. При особых условиях, а именно когда действие магматических тел нарушает нормальный ход снижения температуры, наблюдается обратный порядок. Тогда вслед за образованием альбита или олигоклаза может начаться образование калиевого полевого шпата (Gindy, 1952).

Кроме этих относительно четко выраженных случаев, имеют место и всевозможные промежуточные варианты. Так, вполне вероятно, что калий и натрий могут привноситься одновременно. Такое явление наблюдалось, например, Рагэном (Raguin, 1955) в Пиренеях при превращении кварцевого конгломерата в гнейс гранитного состава, причем натрий и калий привносились, по-видимому, в значительных количествах.

в) Баланс щелочей. Происхождение щелочей

Широкое распространение региональных процессов обогащения щелочами пород в глубинных зонах земной коры заставляет внимательно рассмотреть вопрос о происхождении этих масс щелочей.

При этом в каждом конкретном случае прежде всего приходится выяснять, возможен ли магматический источник щелочей или нет. Обогащение калием и натрием при магматической дифференциации, т. е. в конце процесса образования гранитных пород — независимо от того, как представлять себе механизм обогащения (потоком растворов или диффузией), — несомненно, и проявляется в виде образования магматических дифференциатов, сложенных калиевым полевым шпатом или чистым альбитом.

Иначе обстоит дело с образованием плагиоклазов, богатых натрием. Во многих районах, например в Фин-

ляндии (Simonen, 1948b), древние граниты богаче натрием, чем более молодые. Наиболее обычен следующий ряд дифференциации полевых шпатов в гранитах:

олигоклаз → калиевый полевой шпат → альбит

Следует прибавить, что среди цветных минералов, кристаллизовавшихся вначале, роль носителя щелочи (калия) выполняет также биотит. Весьма упрощенная схема эволюции щелочей в гранитах выглядит, следовательно, таким образом:

калий → натрий → калий → натрий
(биотит) (олигоклаз) (ортоклаз, микроклин) (альбит)

Из этой схемы явствует, что уже в процессе магматической кристаллизации поведение щелочей является достаточно сложным и что многие противоречия в «последовательности дифференциации» или «скорости миграции» натрия и калия (дискуссия в Нанси в 1955 г.) удастся выяснить, придерживаясь чисто магматической концепции. Несомненно, например, то, что поведение щелочей управляется в значительной мере условиями стабильности минералов и что количественные соотношения химических элементов не могут быть рассмотрены отдельно от этих условий.

Чисто химический метод решения проблемы базируется на числовых данных общих химических анализов и является поэтому менее убедительным, чем количественно-минералогический метод. Дело в том, что, когда мы имеем дело с природными объектами, химическая система распадается обычно на отдельные минеральные фазы, причем механизм этого процесса пока еще очень понятен. Только пользуясь результатами обоих методов, можно описать сложное явление щелочного баланса (см. разд. I — «Экспериментальные данные»).

Гораздо более трудны для объяснения те случаи, когда нельзя предположить привнос щелочей из соседних магматических пород. Тогда приходится допускать существование какого-либо из трех возможных гипотетических источников щелочей.

1. Можно считать источником щелочей глубокозалегающие и еще не вскрытые кислые магматические тела. Это предположение соответствует, пожалуй, взглядам

всех представителей классической магматической теории (Боуэн, Ниггли). Слабая сторона этой гипотезы заключается в том, что самые глубинные из пород, вскрытых на земной поверхности (породы древних щитов), уже сравнительно богаты щелочами, а предположение относительно кислых магматических источников, расположенных еще глубже, представляется невероятным с точки зрения общего баланса земной коры.

2. Учитывая последнее обстоятельство, многие исследователи предположили, что щелочи, содержащиеся в сиале, происходят из симы, расположенной под сиалем (Misch, 1949c; Fourmarier, 1950; Backlund, 1953; Read, 1955; Poldervaart, 1955; G. Fischer, 1957). При этом вопросу о том, следует ли рассматривать механизм отщепления щелочей из симы и привнос их в области сиала как следствие магматической дифференциации или как следствие ионной диффузии в духе теории трансформации, придается второстепенное значение.

Неоднократно были описаны местные явления привноса щелочей в результате воздействия основных магм [например (Beauregard, 1952), альбитизация в альпийских офиолитах]. Эти явления, возможно, могли бы служить моделью процесса, предполагаемого рассматриваемой гипотезой. Кроме того, общеизвестно явление привноса щелочей близ контактов с основными жилами, залежами и т. д. (образование адинолей и других подобных пород). Об интересном случае, который явился предметом обсуждения на Международном геологическом конгрессе в Лондоне, сообщила Рейнольдс; она описала «трансформацию» гранодиорита в гранофир (с микрографическими сростками). Реакция происходила в условиях привноса щелочей (особенно калия) на субвулканическом уровне в соседстве с базальтовым силлом мощностью 30—60 см. В ходе обсуждения Гейер и Эскола указали на то, что в Финляндии и Швеции наблюдаются гранофиры с микрографическими сростаниями в контактах диабазов, долеритов и других подобных пород с гнейсо-гранитами, рапакиви, мигматитами, иотийскими песчаниками и т. д. Эскола отметил, что основные магмы интродуцируют при температурах, которые столь высоки (порядка 1000—1200°), что компоненты, дающие впоследствии гранофирные сростания, по видимому, выплавляются из вмещающих пород. Повы-

шение содержания щелочей («привнос щелочей») в мобилизате объясняется, следовательно, селективным анатексисом вмещающих пород.

Если применить это объяснение к балансу щелочей наиболее глубинных частей сиала, то возникает вопрос о том, где остаются немобилизованные компоненты, богатые Са-Mg-Fe. Ниже этот вопрос будет рассмотрен более детально.

Большинство упомянутых выше авторов предполагает, что на глубинные зоны сиала оказывают влияние верхние части симы. Несомненно, что в последней имеются такие количества щелочей, которые смогли бы восполнить «дефицит щелочей» при образовании гранитизированных пород. Больше того, некоторые авторы этой же причиной объясняют также образование щелочных горных пород. В то время как для последних можно указать на отчетливые петрогенетические соотношения с симатическими интрузиями, в доступных нам глубинных зонах сиала не удастся распознать региональных петрографических соотношений между симатическими интрузиями и явлениями гранитизации. Это, конечно, не исключает того, что такие соотношения на больших глубинах (в подошве «сиалических» блоков) могли бы иметь место. Все же следует, прежде чем мы воспользуемся этой возможностью, попытаться сначала более точно исследовать глубинные зоны самого сиала.

3. В качестве последней возможности следует обсудить вопрос о том, не может ли быть баланс щелочей сведен целиком или частично в пределах сиала (без привлечения магмы сиалического или симатического происхождения). Нет недостатка и в попытках покрыть «дефицит щелочей» в сиале региональными балансами вещества.

В качестве модели общего процесса также можно было бы привлечь баланс щелочей на небольших участках. Так, выше уже приводились описания мигматитовых комплексов, в которых залежи, шлиры, жилы и тому подобные образования представляют собой результат простой дифференциации вмещающих пород. На сравнительно небольших участках существует, как это было показано, постоянство баланса щелочей. Образующиеся пегматоидные шлиры обогащались натрием (с олигоклазом в качестве главного минерала), а каймы этих

шлир — калием (с биотитом в качестве главного минерала).

Выявленная закономерность может быть применена к явлениям более крупного масштаба, если предположить миграцию материала на большие расстояния (посредством потока растворов, ионной диффузии и других процессов). Выше был описан пример по Гренландии, хорошо изученный Венком (Wenk, 1954), в котором речь шла о двух зонах: о внешней низкотемпературной сланцевой зоне, обогащенной алюминием и калием, и о внутренней высокотемпературной зоне гнейсов и мигматитов, обогащенной натрием и кремнием. Общий баланс щелочей в этих зонах следует считать постоянным, несмотря на значительные внутренние перемещения материала.

Для контактовых пород также нет надобности предполагать привнос щелочей из магмы, как это снова показал П. Ниггли (P. Niggli, 1950). Так, в породах грауваккового состава, в которых среднее содержание щелочей обычно очень высоко, внутренняя дифференциация вещества может дать породы типа гранодиоритов или кварцевых диоритов. Питчер и Синха (Pitsher, Sinha, 1957) также обнаружили постоянство баланса щелочей в контактово-метаморфизованных сланцах; лишь непосредственно в зоне контакта наблюдалось незначительное повышение содержания калия и натрия. Менерт и Вильгаллис (Mehnert, Willgallis, 1957) на основании серии определений щелочей в метаморфических породах и мигматитах Шварцвальда показали, что различия в содержании щелочей в исходном материале (грауваккоподобные парагнейсы) и в конечном продукте гранитизации (биотитовые кварцевые диориты) так малы, что вполне вероятно постоянство баланса щелочей, если рассматривать район в целом. Некоторое повышение содержания щелочей в конечном продукте может быть результатом не привноса щелочей, а выноса легко мобилизуемого SiO_2 . Следовательно, известная дифференциация в содержании щелочей несомненна.

Однако установлено все же, что содержание щелочей, например, в геосинклинальных отложениях в среднем является более низким, чем в метаморфических и магматических породах (Read, 1955, и многие другие). Поэтому, рассматривая вопрос широко, то есть объяс-

няя баланс вещества в целом, можно прийти к выводу о существовании дополнительного источника щелочей.

Одним из таких источников предлагалось считать водные растворы в поровых пространствах осадочных пород. Впрочем, эта мысль уже была в прошлом высказана классическим магматистом Шендом в его работе «Эруптивные породы» (Shand, 1943), а позднее обсуждалась в качестве весьма вероятной Гертнером (Gaertner, 1951), Н. И. Хитаровым (1957) и Ньювенкампом (Nieuwenkamp, 1956). К сожалению, общие анализы осадочных пород, подвергшихся прогрессивному метаморфизму, не дают пока данных о количествах солей в водных растворах, выполняющих поровые пространства. Кроме того, солевые растворы в микровключениях высокометаморфизованных пород всегда подвергаются анализу вместе с самой породой, так что щелочной баланс собственно микровключений остается неопределенным. Миграцию и концентрацию натрия в гнейсах, гранитизированных породах или даже в магматических образованиях сверху вниз едва ли следует принимать во внимание, так как весь петрографический опыт говорит об обратном ходе процесса. Поэтому автор данной работы не может согласиться с мнением Лаффитта (Laffitte, 1957, стр. 334), что источник натрия следует искать где-то близ поверхности, а не на «гипотетических глубинах».

Проблема калия поставлена несколько иначе. Содержание калия в глинистых отложениях является в общем значительно бóльшим, чем содержание натрия (Pettijohn, 1949; Green, Poldervaart, 1957). Существенного повышения содержания калия не наблюдается даже в высокометаморфизованных породах; в других случаях такое повышение представляется сомнительным. Таким образом, здесь едва ли наблюдается настоящий «дефицит щелочей». Только в магматических породах и продуктах их дифференциации (биотитовых гранитах, биотит-мусковитовых гранитах, пегматитах) обнаруживается значительное повышение содержания калия, что проявляется в обособлении дифференциатов, богатых калием.

Из всех приведенных рассуждений следует, что решение проблемы щелочей при региональном метаморфизме и гранитизации лишь частично объясняется теми

причинами, которые указаны в разд. 4а, 4б и 4в настоящей работы. Существо вопроса пока еще не выявлено. Его мы и обсудим по возможности детальнее в следующих разделах.

г) Вынос щелочей (дегранитизация)

Еще при анализе баланса щелочей в породах мигматитового строения было указано, что мобилизация определенных компонентов (например, кварца и полевого шпата) связана с обогащением остаточными компонентами (биотитом, роговой обманкой и др.), которые, следовательно, остаются в качестве дегранитизированных остатков.

Эти остатки обычно содержат в качестве цветных компонентов гранат, кордиерит, силлиманит, корунд, то есть такие минералы, в которых явно уменьшается содержание щелочей и относительно повышается содержание магния и алюминия. Следовательно, содержание щелочей в горной породе может быть понижено не только в результате мобилизации и выноса полевого шпата, но также и благодаря образованию не содержащих щелочей цветных минералов. Образуются породы типа «кинцигитов».

Ное-Нюгорд (Noe-Nygaard, 1955) считает, что этот процесс протекает, вероятно, и в больших масштабах. В качестве примера он привел взаимоотношения пород в западной Гренландии, где во вскрытых наиболее глубинных частях складчатого фундамента широко распространены породы гранулитовой фации, несколько более основные, чем находящиеся над ними «гранитизированные» породы. Речь идет о гиперстеновых гнейсах, обладающих в общем составом кварцевых диоритов и тесно связанных с настоящими гранулитами.

Сюда же, по-видимому, относятся и чарнокиты, обратившие на себя большое внимание в прошлые годы. Уже давно чарнокиты и родственные им породы (эндербиты, арендалиты, багиаиты) рассматривались — например, Фермором (Fermor), Д. С. Коржинским, П. Эскола — в качестве представителей наиболее глубинных зон, вскрытых на поверхности. Дискуссия почти всегда сосредоточивалась при этом на вопросе их происхождения: являются ли они магматическими или ме-

таморфическими образованиями. При этом так называемые «метаморфические» чарнокиты обычно богаты кальцием, магнием и железом, а «магматические» — щелочами (иногда в них высоко содержание калия). Главными минералами «метаморфических» чарнокитов являются гиперстен, гранат, шпинель наряду с плагиоклазами, калиевым полевым шпатом и кварцем. Эти чарнокиты относятся к гранулитовой фации в широком смысле этого слова (Ramberg, 1949, 1952; Eskola, 1957); в ряде работ дано их подробное описание (Quensel, 1951; Pichamuthu, 1953). Во всех перечисленных работах говорится, что эти породы образовались в сухих и высокотемпературных условиях и что последовательность магматической кристаллизации (по Розенбушу) происходила в них в обратном порядке, а именно: биотит → роговая обманка → диопсид → гиперстен → частично оливин (Schüller, 1949; Quensel, 1951). На основании изучения рудных минералов этих пород также можно сделать вывод о длительном, по-видимому, высокотемпературном процессе их образования при последовательном снижении содержания кислорода (Ramdohr, 1951).

Эти породы до настоящего времени считаются, несомненно, самыми глубинными породами сиала. Однако, по-видимому, не решен вопрос, не продолжается ли петрографическое развитие в таком же направлении на еще большие глубины. С этой точки зрения наибольший интерес представляли бы тогда основные чарнокиты, которые в описанных до настоящего времени случаях встречаются лишь в подчиненном количестве. К последней группе относятся и так называемые «кондалиты» [кварц-силиманит-гранатовые или -корундовые породы, иногда магнетитовые, содержащие или не содержащие графит (H. Termier, G. Termier, 1956)].

Особенно интересный случай описан в Индии (Subramundi, 1956), где битовнит-кордиерит-корундовые породы возникли, по мнению автора, из первоначально осадочных пород. Для этих пород несомненно и характерно малое содержание щелочей. Однако из-за высокой степени метаморфизма очень трудно установить, имеем ли мы дело с первичным свойством породы или же малое содержание щелочей в этих породах вторично и обусловлено процессами выноса щелочей.

Так же как для соответствующих пород мигматитовых комплексов, в которых происходил вынос щелочей (см. ниже, кинцигиты и др.), для этих пород нет данных, чтобы окончательно отбросить это последнее предположение.

В отличие от указанных метаморфизованных осадочных пород средние и кислые чарнокиты не так бедны щелочами. По содержанию щелочей они соответствуют примерно гранодиоритам и подобным им породам. Здесь налицо тесная связь с соответствующими «магматоидными» породами, которые обычно отличаются «сухостью» своих минеральных фаций (мангериты, нориты, анортозиты и др.). Интересные работы относительно «мангеритовой» фации как главной фации магматических пород глубинных частей катазоны опубликовал П. Мишо (Michot, 1951/1952, 1955, 1956, 1957). П. Мишо считает, что мангеритовая фация представляет собой «магматический» эквивалент гранулитовой фации.

По мнению П. Мишо, в то время как в верхних частях катазоны преимущественно образуются гранитные мобилизаты (происходит гранитный анатексис), в более глубинных частях катазоны имеет место «основной анатексис», в результате которого образуются породы типа лейконоритов [гиперстен, кислый (антипертитовый) плагиоклаз, различные количества кварца]. Относительно высокое содержание натрия в этих лейконоритовых мобилизатах объясняется тем, что остаточные породы состоят преимущественно из плагиоклазов, богатых кальцием (из анортитов). Они иногда образуют крупные массивы анортозитов, возникновение которых объясняется в данном случае не классическим способом, т. е. не магматической дифференциацией габбро-норитовых тел, а анатектической дифференциацией («параанатексисом» по Мишо).

В результате всего изложенного весьма вероятно, что с глубиной в катазоне содержание щелочей снижается. Особенно это относится к калию, в меньшей степени — к натрию. Рамберг (Ramberg, 1951) указывает, что как содержание калия, так и содержание натрия в западно-гренландских гранулитах определено ниже, чем в залегающих над ними породах амфиболитовой фации. Это обстоятельство весьма важно, так как при метаморфизме (вплоть до амфиболитовой фации) можно наблю-

дать повышение содержания щелочей. Создается впечатление, что здесь начинается «основная» подошва блоков сиала. Таким образом, очевидно, здесь следует искать гипотетические источники щелочей верхних зон сиала, так как благодаря дифференциации нижние части сиала отдавали вверх содержащиеся в них щелочи.

Дополнительно заметим, что в интересной работе Бедерке-Шварцманна (Bederke-Schwarzmann, 1957) на основании изучения продуктов вулканических извержений установлено, что в фундаменте рено-герцинской зоны Германии присутствуют чарнокитовые гранулиты и анортозитовые породы.

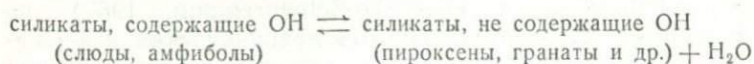
д) Баланс H_2O

В процессе формирования гранита наряду с щелочами важнейшую роль играет H_2O . Содержание воды — главного «легколетучего компонента» (П. Ниггли) — является мерилем температуры затвердевания гранитных магм, а следовательно, и температуры мобилизации пород соответствующего состава при обратной последовательности температур. Горансон (Goranson, 1936, 1937) указал, что уже при содержании нескольких процентов H_2O в расплаве гранитного состава достигается предел насыщения. Отсюда следует, что при расплавлении (анатексисе) гранитных пород достаточно меньшие количества воды, чем это предполагалось ранее.

При процессах гранитизации без расплавления вмещающих пород (бластезе) — как считает большинство исследователей — вода, имеющаяся в горной породе или введенная туда извне, способствует передвижению мигрирующих компонентов. Е. Вегманн указывает, что при этом также, по-видимому, необходимы лишь незначительные количества воды в межгранулярной пленке.

Следовательно, в первую очередь возникает вопрос: какое количество воды присутствует в горных породах, когда они подвергаются гранитизации? Содержательный статистический материал по этому вопросу собрал Эдельман (Edelman, 1949). Он сопоставил данные о содержании воды в лептитах, амфиболитах, гранулитах и породах норит-чарнокитовой серии с данными о содержании воды в гранитах, гранодиоритах и соответствующим

щих вулканических породах [см. также соответствующие данные Кеннеди (Kennedy, 1955)]. Следует учесть то, что эта «вода» обычно находится в виде ионов OH в решетках пороодообразующих силикатов. Образование же на значительных глубинах силикатов, не содержащих гидроксила (например, гиперстена и др.), свидетельствует о существовании следующей общей реакции:



Следовательно, вода принимает участие в равновесной системе по крайней мере в момент превращения минералов. Однако процесс установления равновесия из-за отсутствия количественных данных в настоящее время может быть рассмотрен только качественно. Теоретические представления об устойчивости минералов в этой реакции даны Томпсоном (Thompson, 1955). Хороший обзор, посвященный роли воды при реакциях твердых тел в условиях метаморфизма, дали Файф, Тернер и Ферхуген (Fyfe, Turner, Verhoogen, 1958, стр. 78 и следующие за ней).

Йодер (Yoder, 1952, 1955) экспериментально доказал, что количество H_2O сильно влияет на устойчивость минеральных фаз в системе $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Он дал диаграмму состояния этой системы при температуре 600° (частично гипотетическую). На основании этой диаграммы он утверждает, что при такой температуре «минеральная фация» (т. е. устойчивая комбинация минералов) зависит только от содержания H_2O в системе. Так, при избытке H_2O могут быть устойчивыми клинохлор + тальк (фация зеленых сланцев), а при недостатке H_2O — кордиерит + энстатит (гранулитовая фация). Однако обе ассоциации будут устойчивыми при температуре 600° и при давлении 1000 атм .

На основании имеющихся сейчас экспериментальных данных нельзя решить, исключительный ли это случай или нет. Да это в принципе и безразлично. Во всяком случае, следует учитывать, что распределение метаморфических пород по минеральным фациям (по Эскола), которое прежде являлось распределением пород одинакового химического состава по температуре и давлению, может быть в значительной мере обусловлено также и содержанием H_2O .

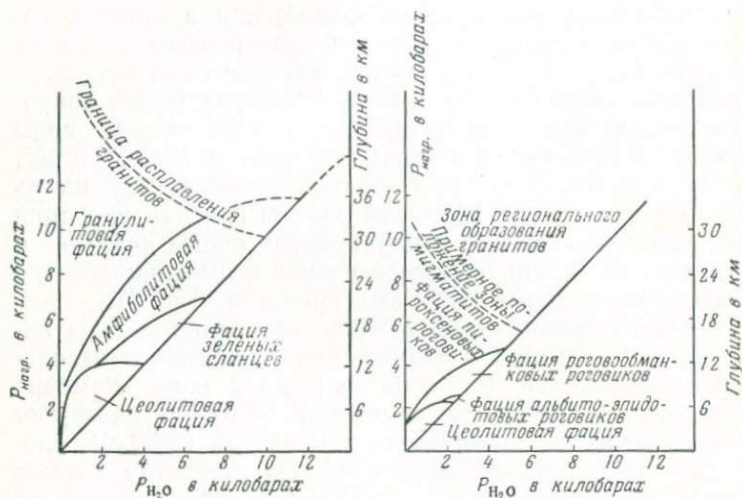
Эскола (Eskola, 1957) присоединяется к выводам Йодера и, по существу, подтверждает их. Однако Эскола обращает внимание на то, что в целом содержание H_2O и градиент температуры в земной коре связаны между собой таким образом, что более высокие содержания воды в породах обычно наблюдаются при низких давлениях и температурах, и наоборот. Таким образом, распределение минеральных фаций, как и прежде, сохраняет свое принципиальное и практическое значение. Только теперь возможно учитывать еще один независимый параметр. Так, высокая температура может сопровождаться как избытком, так и недостатком воды (Barth, 1957). Файф, Тернер и Ферхуген (Fyfe, Turner, Verhoogen, 1958) последовательно проводят эту мысль и помещают на стр. 183 своей работы диаграммы фаций для двух независимых параметров: общее давление и давление H_2O ; эти диаграммы дают возможность четко распознать влияние обоих факторов (см. фиг. 6).

Таким образом, баланс H_2O , несомненно, весьма важен для правильного размещения процессов образования гранитов на РТ схеме в земной коре. Рамберг (Ramberg, 1952) подчеркивает роль воды при диффузии компонентов, способных к миграции, так как воду следует считать самым подвижным компонентом. Даже Перрен и Рубо (Perrin, Roubault, 1952), упорнейшие представители теории «сухой» гранитизации в результате миграции ионов, придерживаются той точки зрения, что вода или ее ионизированные формы (H_3O^+ , OH^-) играют существенную роль в этом процессе либо в качестве «катализатора», либо, что вероятнее, в качестве «переносчика» катионов.

Таким образом взгляды ранее непримиримых противников сближаются также и в этом вопросе. В глубинных зонах земной коры нет никаких «обогащенных водой» мобилизаторов. Содержание воды в горных породах находится, видимо, близ точки насыщения или несколько ниже ее, то есть в обоих случаях оно (содержание H_2O) достаточно невелико.

Далее встает вопрос: достаточно ли этого небольшого содержания воды для того, чтобы кварцево-полевошпатовые мобилизаторы пегматитового или гранитного типа можно было рассматривать как эвтектические расплавы? Этот вопрос, являясь узловым вопросом в

проблеме гранитизации, очень часто обсуждался. Так, Рамберг (Ramberg, 1952) указал, что гранулит-чарнокитовая зона, будучи наиболее глубокой ассоциацией пород сиалы, настолько бедна водой, что образование насыщенных водой анатектических расплавов при температурах порядка 600—700°, по-видимому, невозможно.



Ф и г. 6. Предварительная схема распределения фаций на диаграмме $P_{нагр.}/P_{H_2O}$ для верхнего слоя земной коры, составленная на основании имевшихся до настоящего времени данных об условиях устойчивости минеральных парагенезисов по Файфу, Тернеру и Ферхугену (Fyfe, Turner, Verhoogen, 1958). $P_{нагр.}$ — давление нагрузки. P_{H_2O} — парциальное давление.

а) Схема для нормальных градиентов давления и температуры (региональный метаморфизм). б) Схема для крутых градиентов давления и температуры (магматические интрузии).

По единодушному мнению всех авторов, породы гранулит-чарнокитовой фации подверглись метаморфизму преимущественно в твердом состоянии, т. е. исключительно в результате перекристаллизации при самом незначительном участии воды.

Однако возможно, что при такой же температуре в этих породах в результате локального повышения содержания воды могут возникнуть кварцево-полевошпато-

вые расплавы, насыщенные водой. По мнению Таттла (Tuttle, 1955b, стр. 92), для того чтобы из гранита, содержащего 10% биотита, получить анатектический расплав, достаточно 0,5% воды при температуре 640°С и давлении H_2O 4000 кг/см². Этот кварцево-полевошпатовый расплав насыщен примерно 9% H_2O .

При объяснении данного явления предполагают, что концентрирующаяся в расплаве вода поглощена из окружающей среды, т. е. в окружающей среде при определенных обстоятельствах должны были бы быть найдены признаки выноса воды. Именно это и наблюдается очень часто там, где встречаются горные породы с локализованными в них кварцево-полевошпатовыми мобилizатами. Так, Вимменауэр (Wimmenauer, 1950) и Менерт (Mehnert, 1953) указали на связь между региональным образованием кварцево-полевошпатовых мобилizатов и образованием кордиерита и граната в качестве «продуктов сушки» биотита в немобилizованных породах. Накопление воды, освобождающейся из вмещающих пород, в мобилizате является поэтому весьма вероятным, тем более что наряду с этим происходит обогащение мобилizата натрием и соответственно вынос натрия из вмещающих пород.

На основании этих петрографических и экспериментальных данных можно, по-видимому, говорить, что баланс H_2O является одним из наиболее важных факторов в процессе гранитизации в глубинных зонах складчатых областей. Этим, очевидно, объясняется то, что породы, находящиеся на большой глубине в земной коре (гранулиты, чарнокиты и т. д.), обычно содержат меньше кварцево-полевошпатовых мобилizатов, чем породы, свойственные меньшим глубинам (гнейсы амфиболитовой фации). По крайней мере здесь не наблюдается несомненного увеличения количества пород-мобилizатов в фациях наиболее глубокого метаморфизма. Результаты, полученные Йодером (см. выше), указывают, что фации Эскола обусловлены не только температурой, но и содержанием H_2O . С глубиной нарастает температура, а содержание H_2O уменьшается. Следовательно, вполне понятно, что в определенной средней зоне (зоне амфиболитовой фации) увеличивается локальная мобилizация горных пород (образование кварцево-полевошпатовых мобилizатов).

От этой мобилизации следует отличать мобилизацию под влиянием проникающих вверх магматических тел, которая зависит только от глубины расположения этих тел.

5. РАЗЛИЧНЫЕ ПУТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОВ: ОБЗОР, ВОПРОСЫ НОМЕНКЛАТУРЫ

Дискуссия о проблеме гранитов по мере ее развития все больше и больше приводила к представлению о том, что существуют различные пути возникновения гранитов (Read, 1948—1955a). В конце концов стало общепризнанным, что граниты могут возникнуть в результате мобилизации осадочных пород соответствующего состава в условиях повышения температуры, а следовательно, они, так же как и другие метаморфические породы, должны подчиняться принципу конвергенции. Это означает, что при определенных условиях РТ устанавливаются устойчивые комбинации минералов независимо от того, какими путями были достигнуты эти условия. В данном случае это означает, что «гранитное» равновесие может быть получено как в условиях понижения температур (например, при дифференциации высокотемпературной основной магмы), так и в условиях повышения (путем мобилизации осадочных пород соответствующего состава).

В обоих случаях не обязателен привнос материала извне. Таким образом, при соответствующем составе исходного материала, а также при соответствующих величинах температуры и давления в закрытой системе образуется конечный продукт — «гранит». Если продолжить это чисто теоретическое рассуждение, можно сделать вывод, что и в открытой системе при данных величинах температуры и давления и при привносе и смешении соответствующих исходных веществ также могут возникнуть граниты. Это и будет третий возможный путь образования гранитов, когда в результате смешения (или/и инфильтрации и др. процессов) магматического «ихора» или иных «эманаций» с породами самого различного состава появляется возможность образования продукта гранитного состава и структуры (или по крайней мере гранитоподобного облика). Такое метасомати-

ческое образование гранитов («трансформация») в условиях больших глубин может возникнуть еще и четвертым путем, в результате взаимного влияния магм различного состава или взаимного влияния смеси магмы и вмещающих пород (гибридизация).

Эти четыре пути образования гранитов, естественно, не ведут к полному равновесию. В граните остаются реликты ранних фаз, по которым можно судить о способе его образования. Следовательно, задачей петрографического исследования является суммирование и критическое изучение особенностей состава и структуры, с тем чтобы в результате решить, каким из четырех возможных путей образовался данный гранит.

К сожалению, типичные случаи, когда легко принять определенное решение, встречаются очень редко. Обычно признаки, говорящие о том или ином пути образования, встречаются совместно, лишь сменяясь в пространстве и во времени или накладываясь один на другой (телескопируясь). Это создает трудности, часто встречающиеся и при изучении метаморфических пород, но еще большие — при изучении гранитов, поскольку в последних в условиях обычной здесь высокой подвижности компонентов реликты еще менее отчетливы, чем в метаморфических породах. Иначе говоря, строение гранитов более «однообразно», а различия, существующие между отдельными типами гранитов, весьма слабы и совершенно исчезают на больших глубинах земной коры.

Поэтому суждения о действительной роли, которую играют различные типы гранитов в земной коре, пока еще сильно расходятся. Принципиальная возможность разобранных выше способов образования гранитов в общем допускается всеми, но их роль в строении земной коры оценивается резко различно. При решении этого вопроса возникает дополнительная трудность, обусловленная разнообразием в терминологии. Даже при толковании понятия «граниты» этим термином пользуются по-разному.

Раньше считалось само собой разумеющимся, что под словом «граниты» следует понимать только магматическую горную породу. И в настоящее время иногда придерживаются той же точки зрения, ограничивая применение термина «граниты» магматическими гранитами,

Однако такое толкование этого термина заранее предполагает, что, перед тем как назвать породу, следует предварительно найти доказательства о соответствующем ее генезисе. Опыт свидетельствует, что это можно сделать лишь после длительного исследования. Поэтому термины «гранит», «диорит» и т. д. вошли в употребление как чисто петрографические понятия для обозначения массивных полнокристаллических пород соответствующего состава, не требуя при этом доказательств их чисто магматического происхождения [например, у Рида (Read, 1951), Фишера (Fischer, 1951), Тернера и Ферхугена (Turner, Verhoogen, 1951)].

В тех случаях, когда возможно определение вероятного пути образования породы, обозначение горной породы можно снабдить соответствующей приставкой или суффиксом. Например, П. Ниггли (1950) предложил под термином «магма-граниты» понимать граниты чисто магматического происхождения. Может быть, здесь еще более подходящим был бы термин «орто-граниты», так как это обозначение могло бы быть применено также и к магматическим дифференциатам. Шнейдерхён (Schneiderhöhn, 1952) предложил обозначать приставкой «псевдо» (например, псевдограниты, псевдомагматические месторождения, псевдогидротермальные рудные жилы и т. д.) горные породы и руды, которые рассматриваются как мобилизаты.

В качестве нейтрального определения, которое применяют обычно как предварительный местный термин, часто используется термин «гранитоид» — либо в качестве прилагательного («гранитоидные мобилизаты»), либо в качестве существительного (например, в русской литературе — см. Ketchian, Roger, 1953). Этот термин обладает еще и тем преимуществом, что он охватывает все гранитоподобные горные породы, а более точное название устанавливается только в результате последующей количественной обработки.

6. ОБРАЗОВАНИЕ ГРАНИТОВ ИЗ МАГМЫ

Образование гранита в результате магматической кристаллизационной дифференциации за прошедшее время также получило весьма существенное подтвер-

ждение. Так как основные черты магматического петрогенезиса обсуждались на протяжении десятилетий, новые материалы обычно либо подтверждают уже известные факты, либо являются описаниями региональных или местных особенностей. Заключительные главы таких работ нередко посвящаются проблеме гранита в целом. Наряду с этим существуют работы, которые принципиально отстаивают теорию магматической эволюции в противовес теории трансформизма. Обычно в них часто приводятся довольно субъективные доказательства. Поэтому следует установить важнейшие петрографические критерии и на их основании делать дальнейшие выводы.

а) Общие замечания

Эффузии жидких лав гранитного или близкого к ним состава доказывают, что гранитная магма, по крайней мере локально, существует в некоторых вулканических и субвулканических областях. Эрдманнсдорфер (Erdmannsdorffer, 1950) ссылается на примеры, где граниты переходят в кварцевые порфиры, что также свидетельствует об их магматическом происхождении. Эскола и Саволахти (Eskola, 1948; Savolahti, 1956) подчеркнули то же самое и для гранитов-рапакиви. Боуэн (Bowen, 1950) упоминает о переходах гранитов в стекловатые лавы. Следует также вспомнить о бесчисленных жилах гранит-порфиров и кварцевых порфиров, которые пронизывают гранитные массивы самого различного возраста и которые, основываясь на порфириковых структурах, следует считать магматическими образованиями. Все это свидетельствует, что к концу процесса гранитообразования, хотя бы локально, должны существовать магмы гранитного или аплитово-гранитного состава.

По своему химизму большая часть гранитов относится к числу низкоплавких составов, как это установлено на основании экспериментальных данных (Bowen, Tuttle, 1950; Tuttle, 1955a). Даже особенности диаграмм состояния удается распознать при изучении распределения гранитов в природе (Chayes, 1950; см. также настоящую работу, стр. 24). Граниты, отвечающие по составу самому низкотемпературному расплаву кварцево-полевошпатовой системы или приближающиеся к нему, согласно Фишеру (Fischer, 1951), названы

«идеальными гранитами», чтобы отметить их особое генетическое значение и отделить от прочих «гранитов». Это следует сделать для более четкой постановки вопроса. Эскола (Eskola, 1956) называет эту же группу пород «эвтектоид-гранитами» и хочет резервировать термин «идеальные граниты» для гранитов, богатых калием, которые образовались за счет предыдущих в результате привноса калия. Он приводит типичные анализы для обоих видов гранита. В дальнейшем используется терминология Фишера.

Температура магматической кристаллизации значительно уточнилась в результате изучения «геологических термометров» (см. разд. 2а — г). Не останавливаясь еще раз на деталях, необходимо отметить, что в целом на основании ряда независимых друг от друга исследований было установлено, что кристаллизация «магматических» гранитов наступает при температурах немного выше 650° . Эта величина подтверждается также результатами экспериментов, так как в системе альбит — ортоклаз — кварц тройной минимум (при давлении H_2O 4000 кг/см^2) наблюдается при температурах $640\text{—}660^{\circ}$ (Tuttle, 1955b).

Боуэн (Bowen, 1950) указал, что последовательность образования минералов в гранитах (сначала более основные, а затем более кислые минералы) можно объяснить только кристаллизационной дифференциацией на основании разработанной им и Розенбушем схемы кристаллизации силикатов. Однако эта схема кристаллизации не в состоянии полностью объяснить наблюдаемые под микроскопом структуры гранитов (см. ниже, разд. 6д, стр. 92). Здесь же укажем, что они объясняются влиянием автометаморфических процессов в поздние стадии развития гранитов (несколько ниже 650°) [«конечный бластез» — по Эрдманнсдорферу (Erdmannsdorffer, 1947, 1949, 1950)].

Значение низкотемпературных процессов для перекристаллизации и замещения при развитии гранитных структур несомненно (Walton, 1955; Schermerhorn, 1956). В этом выявляется сближение представлений классической магматической теории и учения об образовании гранитов в результате гранитизации.

Спорно физико-химическое истолкование «позднемагматического» этапа развития, в особенности образова-

ния мономинеральных продуктов и их последовательности (например, калиевый полевой шпат, альбит, кварц, гидротермальные руды и т. д.). Они, очевидно, являются производными над- и подкритической фазы, обогащенной водой и щелочами. Неясным остается вопрос и о непрерывности или прерывистости развития от последних подлинно гранитных кристаллизатов до первых более или менее мономинеральных последующих продуктов (Ramberg, 1956).

В верхних частях гранитных массивов, особенно в пегматитах, иногда имеет место значительная концентрация редких элементов (Li, Be, B, Cs, Ta, редких земель и т. д.), которую можно объяснить только процессом дифференциации, распространяющимся на большие пространства, причем предполагается, что это происходит при обязательном участии легколетучих компонентов (К. А. Власов, 1956). Состав таких концентраций обычно связан пространственно и во времени с гранитными массивами определенного типа и возраста. Так, варисские граниты Европы обычно содержат месторождения олова, тогда как соответствующие каледонские граниты не оловоносны (Rastall, 1947). Процессы такой геохимической концентрации лучше всего удается объяснить теорией магматической дифференциации, но дифференциация в процессе гранитизации пока еще не настолько изучена, чтобы возможно было такое объяснение.

Нередко в качестве генетического критерия выдвигалась форма залегания гранитных массивов. Естественно, что интрузивный характер многих массивов постоянно подчеркивается несогласными контактами со следами сильных движений и другими чертами активного внедрения (Daly, 1949; Noble, 1952; E. Cloos, 1954, и многие другие работы). Особенно ясно проявляются эти черты при больших химических различиях между гранитами и вмещающими породами. Резкие границы между раздробленными, нарушенными вмещающими породами и бесструктурными гранитами, которые связывают глыбы вмещающих пород, являются, вне всякого сомнения, важным аргументом в пользу внедрения извне полностью некомпетентных масс гранита во вмещающие компетентные породы. Однако без детального структурного анализа не обязательно делать вывод об интрузии гра-

нитной магмы, о чем свидетельствует изучение макроскопически совершенно аналогичного явления в соляных диапирах (Wegmann, 1956).

Подобный же вопрос возникает при размышлениях об образовании жил и в особенности серий жил, пронизывающих кровлю многих гранитных массивов. Направляется вывод, что жилы возникают в результате заполнения трещин или мозаики трещин остаточными расплавами; Перрен и Рубо отклоняют это объяснение в нескольких обстоятельных работах (Perren, Roubault, 1949, 1952 a, b, c) на том основании, что во многих случаях раскрытие трещин невозможно чисто геометрически, так как стенки таких трещин либо не соответствуют одна другой, либо нечетки. Используя многочисленные иллюстрации, авторы утверждают, что планпараллельные трещинные жилы расплываются при вхождении во вмещающие породы и переходят в «тела замещения». Неизменность структур вмещающих пород указывает, что в этом случае не было простого увеличения объема. Здесь, впрочем, исследователь сталкивается с такими же трудностями, с которыми мы встретимся при тектоническом анализе структур рудных жил (см. ниже).

На ряде примеров Э. Ниггли (E. Niggli, 1952, 1953) исследовал жильную тектонику, иногда очень сложную, чтобы выяснить, могут ли стенки жил снова плотно соединиться. Ему удалось показать, что даже в сложных случаях это обычно возможно и что количество таких случаев увеличивается, если учитывать возможность перемещений во всех направлениях (а не в одной плоскости).

И все же, несомненно, существует много случаев, которые не могут быть объяснены с точки зрения образования простых трещин во вмещающих породах и активного внедрения магмы (насильственной интрузии). Рамберг (Ramberg, 1952, стр. 255) описал поучительный случай, когда между стенками жилы находится тонкая сигмообразно закрученная перегородка. Многочисленные примеры приводят также Перрен и Рубо. Структуры вмещающих пород в виде небулитовых (теневых) структур продолжаются в жиле (хотя нередко они являются «затащенными»). Слюды и другие минералы расположены параллельно ориентировке минералов во вмещающей породе. «Полосы», неоднократно перемещаясь, сле-

дуют параллельно зальбандам («полосчатая текстура»). Цварт (Zwart, 1958) привел в своей работе изображения пегматоидных жил в слюдяных сланцах, в которых обнаруживается продолжение структур вмещающих пород. Наряду с этим установлено, что пегматоидный материал жилы, по-видимому, рос со стороны зальбандов, а не от середины к зальбандам, как следовало бы предполагать в том случае, если бы речь шла о явлениях замещения в чистом виде. Сопоставление этих и подобных фактов при образовании жил (либо в результате интрузии магмы, либо при замещении вмещающих пород) приводит Чедвик (Chadwick, 1958).

На примере гидротермальных рудных жил способ образования трещины с последовавшим затем выполнением ее магматическим материалом не подтверждается. Представление об однофазовой инъекции жидкого материала для гидротермальных жил неправильно.

Трещины раскрываются, по-видимому, в несколько небольших этапов. Предполагается, что они немедленно заполняются. Одновременно происходит и кристаллизация (принцип Гулина — «Hulinprinzip»). При этом несомненную роль играет также замещение вмещающих пород. Материал, выполняющий трещину, вероятно, должен быть очень подвижным (предполагается, что он обогащен водой), так как он проникает в тончайшие пустоты, причем не наблюдается какого бы то ни было принудительного внедрения этого материала. Во всяком случае, с помощью принципа Гулина можно объяснить как наследование структур, так и ритмичную полосчатость, параллельную зальбандам. Жилы растут от зальбандов внутрь и никогда не были нацело заполнены жидким материалом.

Таким же образом, видимо, следует объяснять происхождение неоднократно обсуждавшихся искривленных, находящихся в породе во взвешенном состоянии включений (ксенолитов). Как известно, обрушенные глыбовые контакты с искривленными гетерогенными ксенолитами расцениваются в качестве серьезного доказательства в пользу активного внедрения магмы («Storing», Daly, 1902). Однако Гудспид (Goodspeed, 1953, 1955) и Перрен (Perrin, 1956) описали случаи, когда наблюдались настолько мощные явления замещения, что их, очевидно, можно объяснить «процессами нена-

сильственной инфильтрации». «Взвешенное» состояние (не оседание) многих ксенолитов в контактах гранитных массивов, пегматитовых и рудных жил, видимо, может быть объяснено по принципу Гулина.

Здесь также правильнее предполагать многоактность, т. е. большое число раздельных подвижек, ведущих к постепенному увеличению пространства и его выполнению.

б) Проблема пространства

Высвобождение пространства является, пожалуй, одним из наиболее часто дискутировавшихся вопросов проблемы гранитов. [«В основе проблемы гранитов лежит проблема пространства» (Read, 1948, стр. 7)]¹. Проблема пространства, как известно, заключается в том, чтобы указать, куда исчезло вещество из той сферы, которую позже заняли граниты. В общем она сводится к тому, чтобы определить: 1) тектонические процессы, которые объяснили бы механизм создания пространства, и 2) физико-химические процессы, которые позволили бы предположить, что современные граниты возникли за счет вмещающих пород, т. е. без большого увеличения объема, а следовательно, либо без привноса вещества, либо при использовании поровых пространств.

Классическое магматическое учение (П. Ниггли, Боуэн, Дели, Г. Клоос) пыталось разрешить проблему пространства тектоническими причинами. При этом можно выделить несколько способов образования пространства: активное внедрение извне, использование тектонических движений различного рода, обрушение кровли и т. д. Здесь не место разбирать эти способы в деталях. Общим для них является то, что вещество вмещающих пород распознаваемо и в значительной части сохраняется на месте. Существование в расплаве ксенолитов и их переработанность несомненны, и этот факт был принят указанными авторами. Однако все это решает проблему пространства только отчасти.

Из-за большой трудности трехмерного тектонического анализа полный баланс пространства при формирова-

¹ В русском переводе Рид, 1950 г., стр. 317.

нии гранитов почти не исследован. Однако за прошедшее десятилетие опубликованы отдельные работы и по этому вопросу. Некоторые из них (Noble, 1952; Compton, 1955; de Waard, 1949, 1951; Hutchinson, 1956) мы здесь упомянем. В этих работах приводятся данные в пользу гипотезы тектонического способа возникновения пространства для интрузии примерно в духе Г. Клооса. Так, очень интересны данные тектонического изучения гранитного массива Фламанвиль, который всегда считался одним из классических примеров образования массива путем гранитизации без влияния тектонических сил [Мишель-Леви (Michel-Levy, 1894), Перрен и Рубо (Perrin, Roubault, 1938), Рейндольс (Reynolds, 1946)]. Новыми детальными тектоническими исследованиями Мартина (Martin, 1952) достаточно убедительно показано, что создание пространства осуществляется путем бокового напора некомпетентных вмещающих пород и обрушения краевых глыб. Несомненно, что при этом происходит переработка, ассимиляция и другие преобразования глыб, однако все эти явления, по данным указанного исследователя, играют второстепенную роль, сопутствуя интрузии, и не разрешают проблемы пространства.

При обсуждении этой работы Рейнольдс вновь указала на формальную, а частично и генетическую аналогию гранитных штоков с диапирами специфического более легко деформируемого состава (гипс, соль). Последние обычно рассматривались (Balk, 1947, 1949, 1953; Wegmann, 1956) как модели гранитных штоков. Мартин, однако, указал, что между соляными диапирами и предполагаемыми магматическими диапирами существует принципиальное различие, заключающееся в том, что первые структурно формируются на всех стадиях внедрения, а последние только или преимущественно — во время последней стадии, стадии затвердевания. Другое различие — независимо от гипотез возникновения — состоит в том, что соляные диапиры часто поднимаются кверху, образуя ядра протыкания и выходя на поверхность земли, или по крайней мере должны были бы выйти на поверхность, если бы в условиях гумидного климата не разрушались. Что же касается гранитных диапиров, то их развитие, как правило, приостанавливается на глубине от одного до нескольких километров,

очевидно, вследствие изостатических причин. Кроме того, гранитные диапиры отличаются обычно сравнительно плоской формой поверхности при круто падающих стенках (Bott, 1956; Phillips, 1956).

Подводя итог всему изложенному о проблеме пространства, следует заметить, что, несмотря на усиленное изучение тектонических условий формирования гранитных массивов, в нашем распоряжении до сих пор нет ясного решения проблемы пространства (имея в виду его трехмерность) в процессе интрузии магмы. Точки зрения авторов по этому вопросу (часто по отношению к одному и тому же объекту) весьма различны. Особенно трудно решение этого вопроса, когда рассматриваются большие батолиты, в которых хорошо распознается многофазность их формирования [например, батолит Боулдер, по данным Нопфа (Kporf, 1957)]. При чисто тектоническом решении проблемы пространства возникают едва ли преодолимые затруднения.

Вэлтон (Walton, 1955), а ранее Боуэн (Bowen, 1948) и некоторые другие авторы указывали, что проблема пространства также не может быть решена полностью внедрением в результате гранитизации (при отрицании влияния тектонических сил). Если рассматривать процесс гранитизации *in situ* (независимо от того, происходит ли он в результате диффузии ионов или путем инфильтрации растворов), то вновь возникающие массы столь значительны, что проблема пространства остается по-прежнему нерешенной, как и в случае интрузий магмы. Если допускать многократные замещения и перемещения, то проблема пространства также остается. Причем к настоящему времени это явление в гранитизированных породах еще хуже изучено, чем в гранитах магматического происхождения.

Нам кажется приемлемым, что решение проблемы пространства в принципе следует искать в компенсации поднимающихся вверх и опускающихся вниз больших масс в общем балансе земной коры (геоантиклинали и геосинклинали). Создание пространства для поднимающихся масс сначала происходит в результате тектонического процесса в раздробленных областях различного геологического происхождения. Вмещающие породы, раздробленные на блоки и деформированные, теоретически могут вновь соединиться (при участии тех

частей горной породы, которые в результате гранитизации *in situ* более или менее изменили свой характер). Если при этом процессе предполагать региональный привнос (см. выше, разд. 3в, стр. 49), то необходимо учитывать также существование регионального выноса или равномерного распределения избыточных компонентов (зоны дегранитизации на глубине?).

Подобное комбинированное толкование было предложено Уиттенем (Whitten, 1957). Присоединяясь к точке зрения Рида, он подчеркивает, что древние плутоны складчатых областей создавали пространство для своего формирования преимущественно химически, а более молодые — преимущественно механически.

в) Резкость контактов.

Продолжение структур вмещающих пород в гранитах

Следующим также весьма спорным вопросом в проблеме гранитов является характер контактов, в особенности вопрос, срезаются ли структуры вмещающих горных пород по контакту с гранитами или же (более или менее отчетливо) продолжают в гранитных массивах. Эта проблема также может считаться классической, так как она разрабатывалась еще в начале текущего столетия французскими петрографами (Мишель-Леви, Лакруа, Барруа, Термье). Они изучали эту проблему с позиций, прямо противоположных принципам немецкой школы Розенбуша, представители которой предполагали интрузивный характер гранитных массивов и поэтому подчеркивали резкие разломы в контактах. В настоящее время известны самые различные промежуточные случаи переходов от гранита к вмещающим породам.

Совершенно резкие, как бы обрезанные контакты с вмещающими породами наблюдаются прежде всего в интрузиях, расположенных в верхних частях земной коры. Обычно такие интрузии представлены небольшими массивами, штоками, жилами гранитов и в особенности кислых гранитов и аплитов. При этом внутренние структуры гранитов не совпадают со структурами вмещающих пород, химические и минералогические свойства тех и других резко различны [«дисгармоничные» граниты, по Вэлтону (Walton, 1955)].

Граниты такого типа рассматриваются достаточно определенно в качестве магматических интрузивов [см. обзор по этому вопросу у Амштутца (Amstutz, 1957)]. Однако Вегманн (Wegmann, 1956) еще в 1935 г. обратил внимание на иную возможность. Дело в том, что локальные мобилизаты, несомненно, могут давать относительно резкие «контакты» с вмещающими их (первичными) породами. В то же время структуры вмещающих пород в общем согласны со структурами мобилизата. Отчетливые и резкие изменения главных структурных направлений рассматриваются как проявления движения, т. е. как «интрузия», независимо от того, идет ли речь о чужеродной магме или о мобилизате, возникшем тут же на месте.

Таким образом, шлиры в контактах с вмещающими породами могут рассматриваться, видимо, как «продолжения» структур вмещающих пород в «гранитах». Однако в большинстве случаев при точном тектоническом анализе их не следует рассматривать как несомненное продолжение структур вмещающих пород. Очевидно, в большинстве случаев уже нельзя удовлетворяться, подобно Перрену (Perrin, 1956, стр. 12, 13), предположением что беспорядочно изогнутые глыбы и шлиры вмещающих пород в граните объясняются разрывом на глыбы (при атектоническом формировании гранитного массива) уже смятых в складки вмещающих пород, расположение которых отражает оставшуюся неизменной древнюю структуру. Шлировые текстуры таких «сглаженных контактов», по-видимому, следует всегда рассматривать как следы движения во время формирования гранитов (Gindy, 1952; Pitcher, 1952).

Параллельные текстуры гранитов, наблюдающиеся в контактовых зонах, иногда настолько тесно связаны с конфигурацией массива, что можно считать доказанным их одновременное возникновение (E. Cloos, 1947, 1954; Martin, 1952; Compton, 1955; Nickel, 1956; Hutchinson, 1956). Значительно реже наблюдаются случаи несомненного сохранения неизменных (недеформированных) структур вмещающих горных пород в контактах с гранитами. Так, Скъёсет и Соренсен (Skjeseth, Soerensen, 1953) описали в Норвегии контакт дислоцированных слюдяных сланцев с гранитами, в которых примерно на 20 см вглубь можно было проследить характерные

складчатые текстуры сланцев. Участки развития мусковита замещаются при этом микроклином (и силлиманитом). Схематичный эскиз обнажения поясняет результаты изучения, подтвержденные позднее Куллерудом и Нейманном (Kullerud, Neumann, 1955). Яркий пример аналогичного явления описал Миш (Misch, 1949a, рис. 2, стр. 215) в Гималаях, где залежи амфиболитов, известковых силикатов и мраморов, залегающих согласно с гранито-гнейсами, местами утрачивают свои параллельные текстуры и, видимо, переходят в мобилизованные парагнейсы.

Однако последний пример, по-видимому, относится к группе гнейсово-мигматитовых куполов и складок, широко распространенных, например, в Гренландии (описание последних см. в разд. 8б, стр. 116). Весьма показательно, что при изучении гранитов верхних частей земной коры, обладающих резкими контактами и отчетливо отличающихся по составу от вмещающих пород, не было обнаружено (несмотря на усиленные поиски) гранитов, сохранивших неизмененные (недеформированные) структуры вмещающих пород.

На основании этого факта в качестве предварительной рабочей гипотезы можно сделать вывод, что гранитные массивы верхних частей земной коры в большинстве случаев заняли свое место в результате внедрения по типу диапиров. Структуры вмещающих пород были ассимилированы и вовлечены в движение вверх в виде шпир, т. е. деформировались соответственно с тектоническим характером всего массива.

г) Основные (обогащенные мафическими минералами) краевые зоны

Тот факт, что многие гранитные массивы в своих краевых частях более основные, чем в центре, может быть объяснен различно. Эрдманнсдорфер (Erdmannsdorffer, 1950) приводит три возможных способа их образования, которые в принципе сводятся к следующему:

- а) дифференциация магмы от габбро до гранитов;
- б) ассимиляция ранее существовавших основных пород (независимо от их происхождения) гранитной магмой;

в) трансформация ранее существовавших основных пород гранитизирующими эманациями.

Трудно принять классическое объяснение существования основных краевых зон гранитных массивов исключительно чистой дифференциацией. Даже Боуэн (Bowen, 1947) в своих последних публикациях, посвященных этой теме, дает интерпретацию этого явления, соответствующую второму из указанных выше вариантов, хотя и привлекает принцип дифференциации (основные компоненты независимо от их происхождения оседают, кислые — поднимаются вверх). Одновременно Боуэн обращает внимание на то, что во многих гранитных массивах основные краевые части составляют лишь небольшую часть всего массива, который в целом обычно имеет однообразный кислый характер. Такая (относительная) гомогенность больших массивов, простирающихся на расстояние многих километров, не поддается объяснению, если допустить, что эти массивы образовались путем трансформации ранее существовавших горных пород различного состава под действием гранитизирующих эманаций. Гомогенность массивов, а также определенная последовательность в их формировании (от основных пород к кислым), согласно мнению Боуэна (Bowen, 1950), также не может быть объяснена теорией прогрессивного анатексиса [при котором была бы обратная последовательность (см. ниже, разд. 76, стр. 102)], но сравнительно легко объясняется внедрением и дифференциацией магмы.

Следовательно, в целом представители магматической теории подчеркивают гомогенность многих гранитных массивов, а представители гранитизационных теорий, наоборот, ссылаются на несомненную неоднородность многих других массивов. Очевидно, обе точки зрения являются обоснованными при применении их к соответствующим объектам. Поэтому этот признак (неоднородность состава) мы рассматриваем как первый критерий для отнесения тех или иных конкретных массивов к определенному генетическому типу.

Существуют многочисленные работы, которые объясняют возникновение краевых зон основного состава согласно варианту б. Эрдманнсдорфер в работе, на которую мы ссылались выше, решает вопрос в пользу такого способа образования для гранитных массивов

Оденвальда и Шварцвальда. Хёнес (Hoernes, 1948) и Никкель (Nickel, 1956) также являются сторонниками этого варианта, считают его основным, развивая в деталях [ремобилизация на глубине при образовании «диатектических» и «палингенных» пород (см. ниже, разд. 9, стр. 124)]. Шарберт (Scharbert, 1957) относит к этой же генетической группе «сиениты» и диориты Мюльфиртельса (Mühlviertels) в Австрии. Акаад (Akaad, 1956), Филлипс (Phillips, 1956), Хатчинсон (Hutchinson, 1956), Бурке (Burke, 1957) описывали основные краевые фации в гранитах или гранодиоритовых массивах, сложенные кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами, тоналитами и т. д., и истолковывали их как продукты «контаминации» (ассимиляции основных вмещающих пород) в самом широком смысле этого слова. При этом речь идет обычно не о растворении вмещающих пород (сравните с принципом Боуэна), а о многократных реакциях основных вмещающих пород (известняки, известково-силикатные породы, амфиболиты, меланократовые гнейсы) с кислой магмой, с образованием средних горных пород или же (в более сложных случаях) продуктов дифференциации этих пород. Аналогичный пример описывает с петрохимической и тектонической точек зрения Комптон (Compton, 1955), который допускает весьма интересные процессы по периферии интрузирующего плутона.

Все эти работы свидетельствуют, что процессы ассимиляции кислыми магмами вмещающих пород, обычно более основных, представляются чрезвычайно сложными. Мы здесь не можем останавливаться на деталях. Общим для всех этих процессов является то, что они протекают на определенной, средней глубине по периферии гранитных массивов обычно большой протяженности. Основные краевые зоны последних, как правило, деформированные, составляют своеобразный переход к вмещающим породам и, следовательно, не дают таких резких контактов, как группа, о которой речь шла выше. Таким образом, объяснение краевых зон как зон скопления ксенолитов вмещающих пород, выжатых вверх во время интрузии, ассимилированных и частично мобилизованных на глубине, является, очевидно, продуктивной рабочей гипотезой.

Остается обсудить возможность образования основных краевых зон влиянием гранитизирующих эманаций (см. вариант *в* на стр. 90). Но истолкование этого явления отнюдь не соответствует понятию «магматического образования гранитов» и поэтому будет обсуждаться далее, в разд. 8, стр. 110.

д) Магматическая кристаллизация и явления постмагматических (эндогенных) замещений

Минеральный состав и структуры гранитов, несомненно, образуются в несколько приемов. Все авторы, какого бы направления они ни придерживались, единодушно допускают здесь ряд процессов, образующих минералы и структуры. Классическая магматическая теория установила очередность образования (при снижении температур) в виде разработанной Розенбушем и Боуэном схемы последовательности кристаллизации минералов, одновременно указав, что это чисто магматическое развитие происходит на основе не только процесса кристаллизации, но также и процесса превращения. П. Ниггли также постоянно подчеркивал комплексный характер кристаллизационной дифференциации. Дрешер-Каден (Drescher-Kaden, 1948) на весьма поучительном примере показал, что, если бы кристаллизация минералов в гранитах проходила соответственно теоретически установленному порядку, граниты имели бы иное строение, чем наблюдающееся в действительности (в том числе и у идеальных гранитов).

Таким образом, состав минералов и структуру гранитов следует рассматривать как результат последовательного развития магмы. Это развитие протекает в два главных этапа:

а) магматическая кристаллизация породообразующих минералов и

б) постмагматическая кристаллизация (вплоть до стадии полного охлаждения).

Много возражений было выдвинуто против порядка кристаллизации, разработанного Розенбушем и Боуэном, который можно объяснить, предполагая постмагматические превращения первичномагматической структуры гранитов. Мы не можем здесь привести все выдвинутые возражения. Но в общем речь идет о том, что в

большинстве гранитных структур обнаруживаются черты более или менее четкого метасоматического замещения, которое по своим минеральным парагенезисам характерно для пегматитовых и гидротермальных процессов (образование элементов графических структур, вросков кварца, мирмекитов, хлоритизация, альбитизация и т. д.). Эти явления обычно объясняются воздействием эндогенных, следовательно, свойственных магме дифференциатов. Помимо этого, существуют структуры, образование которых или их количество нельзя объяснить таким образом (кристаллобласты калиевого полевого шпата во вмещающих породах, сохранение догранитной структуры, значительное изменение или даже обратный порядок кристаллизации по сравнению со схемой, установленной Розенбушем). Здесь следует привлечь иные объяснения (см. разд. 8б, стр. 112).

В ряду магматической кристаллизации аксессуарии (апатит, циркон, монацит, титанит и т. д.) рассматриваются, согласно Розенбушу, в качестве минералов, кристаллизовавшихся первыми. Они всегда идиоморфны и обычно находятся в виде включений в биотите, который в свою очередь в настоящих гранитных структурах образован идиоморфно по отношению к прочим силикатам и кварцу. Концентрация аксессуарных минералов в биотите, согласно данным Фишера (Fischer, 1957), в 30 раз превосходит концентрацию в других породообразующих минералах. Среди самих аксессуариев также иногда можно установить некоторый возрастной порядок. Так, в апатитах иногда встречаются зонально вросшие цирконы.

Несмотря на эти факты, постоянно возникает сомнение в кристаллизации аксессуарных минералов (особенно апатита, титанита и рудных минералов железа) при высокой температуре. Эти сомнения основаны на том, что теоретически небольшие примеси соответствующих компонентов, имевшиеся в силикатных системах, должны были бы кристаллизоваться в конце, а не в начале процесса кристаллизации.

Для некоторых из аксессуарных минералов это положение справедливо, так как они еще раз выделяются в пегматитовую и гидротермальную стадии. Как известно, это же наблюдается в некоторых типах рудных месторождений (например, на месторождениях хромитов).

причем Шнейдерхён (Schneiderhöhn, 1941, 1955) истолковывает полученные данные в том смысле, что первоначальные кристаллы, выделившиеся первыми, могут корродироваться и вновь раствориться, а позднее, при соответствующих условиях давления и температуры, кристаллизуются вновь.

В прошлом эти вопросы по отношению к акцессорным минералам рассматривались Шендом и Фогтом. Позднее Мурхауз (Moorhouse, 1956) вновь обратил внимание на то, что соотношения идиоморфизма позволяют делать лишь весьма условные выводы относительно возрастного положения минералов, особенно в тех случаях, когда структура гранита существенно определяется явлениями замещения. Упомянутый выше факт, что кристаллы апатита встречаются преимущественно в биотитах; Мурхауз подтвердил статистически. В средних породах апатит содержится преимущественно в магнетите, титаните и роговой обманке, тогда как в основных породах его нет ни в оливине, ни в пироксенах. Следовательно, заключение автора о том, что апатит не может быть минералом ранней кристаллизации, справедливо, по-видимому, только для основных пород. Последнее слово в этом вопросе еще не сказано.

В этой плоскости относительно хорошо исследован циркон (Poldervaart, 1955, 1956). На основании обширного материала автор приводит описания форм цирконов в магматических и осадочных породах. Он устанавливает, что в основных породах циркон кристаллизуется относительно поздно, а в средних и кислых породах, наоборот, является минералом ранней кристаллизации. В этих породах циркон всегда идиоморфен, лишь в дифференциатах или в эффузивных породах он корродирован или округлен. В грубозернистых и среднезернистых обломочных породах циркон обычно округлен, в глинах же встречается главным образом в форме неокатанных зерен. Интересно, что Польдервартом и Эккельманом (Poldervaart, Eckelmann, 1955) выяснено, что в «автохтонных» гранитах, т. е. в породах, которые рассматриваются как продукты гранитизации обломочных пород, цирконы обладают округлым ядром и идиоморфной зоной обрастания. К подобным же результатам пришли и другие исследователи (Wyart, 1954; Eckelmann, Kulp, 1956; Vitanage, 1957). В последних работах Польдервар-

та (Alper, Poldervaart, 1957; Larsen, Poldervaart, 1957) сделана попытка на основании статистической обработки данных о величине и форме цирконов выяснить некоторые детали первых стадий образования гранитных массивов. Автор убеждает, что при помощи этого метода может быть показана петрографическая и петрогенетическая гетерогенность гранитных массивов, которую нельзя установить иным путем (см. также Taubeneck, 1957, стр. 215—221).

В среднюю, решающую стадию кристаллизации происходит выделение плагиоклазов. Оптические свойства их высоко- и низкотемпературных форм, зональное строение и другие особенности уже рассматривались выше, в разд. 2в, стр. 37. Описанные факты можно очень хорошо совместить с кристаллизацией плагиоклазов из гранитной магмы. Следует сослаться еще на работу Горала (Gogal, 1950), в которой он попытался сделать генетические выводы на основании вида и частоты законов двойникования плагиоклазов. Нам представляется, что в этом направлении для полной ясности необходимы дальнейшие работы, основанные прежде всего на массовых (статистических) подсчетах.

Особым является положение калиевых полевых шпатов. В дискуссии, которая развернулась вокруг вопроса о магматическом или метасоматическом происхождении гранитов, они играют очень большую роль. Речь идет о тех крупных кристаллах калиевого полевого шпата, которые, согласно классической теории, рассматриваются как «вкрапленники», т. е. как продукты относительно ранней кристаллизации породы, что наблюдается например в гранит-порфирах. В противоположность этому есть указания на существование во многих породах (не гранитного состава) больших кристаллов калиевого полевого шпата (см. разд. 8б, стр. 112), причем несомненно их привнос в ходе гранитизации породы. Петрографические различия между этими двумя видами калиевого полевого шпата до настоящего времени еще не установлены. Однако Эрдманнсдорфер (Erdmannsdörffer, 1948а) обратил внимание на то, что в крупных кристаллах калиевого полевого шпата гранитов выделяется несколько более идиоморфное ядро сравнительно с аллотриоморфными каймами, а между ними находятся включения, которые лучше выявляют правильную форму

ядра. Это обстоятельство, по мнению Эрдманнсдорфера, можно объяснить лишь тем, что образование включений происходит в жидком состоянии. Аналогично объясняет это явление и Фрасль (Frasl, 1954). Аллотриоморфные каймы, располагающиеся вокруг ядер, образованных в магматическую стадию, должны, по-видимому, формироваться во время более поздней автотематической стадии образования гранитов.

В этом же смысле следует понимать и такое своеобразное явление, как распределение крупных кристаллов калиевого полевого шпата либо согласно со структурами магматических тел (например, по сводам магматических куполов), либо совершенно независимо от них. В первом случае распределение, очевидно, последовало после кристаллизации полевого шпата во время интрузии. Так, Фишер (Fischer, 1957) описал распределение в гранитном массиве шпир, состоящих из табличек калиевого полевого шпата, по законам «конвекционных токов» в жидкостях. В противоположность этому Эрдманнсдорфер (Erdmannsdörffer, 1948) изобразил выделения полевых шпатов в виде цепочек, расположенных перпендикулярно цепочкам более темных шпир и ксенолитов в гранитах. Особый интерес представляют отдельные крупные кристаллы калиевого полевого шпата «à cheval», т. е. расположенные поперек границы между ксенолитом и гранитом (Perrin, Roubault, 1952). Это свидетельствует о том, что кристаллобласты полевых шпатов располагаются по более позднему плану, возникшему, очевидно, после затвердевания гранитов. Все эти факты объясняются, исходя из предположения, что калиевый полевой шпат может быть как магматического, так и метасоматического происхождения и может кристаллизоваться в течение обеих температурных стадий.

Кварц, содержащийся в гранитах, наоборот, значительно реже может быть использован для решения поставленных вопросов. Интересным является только так называемый «капельный кварц», образующий округлые до дигексаэдрических формы внутри полевого шпата и, по-видимому, представляющий реликты замещения. Из факта существования таких форм кварца иногда делается непосредственный вывод о происхождении всего гранитного массива путем гранитизации кварцитов или иных обломочных отложений [например, Андерсон (An-

derson, 1948)]. Чэйз (Chayes, 1952a) возражает против этого предположения на том основании, что такие продукты гранитизации обломочных пород должны обладать весьма пестрым содержанием кварца, тогда как предположительно магматические граниты (см. выше, разд. 6а, стр. 79) должны быть довольно однородны по содержанию кварца.

Минералы, которые возникают после кварца, очевидно, кристаллизуются в гораздо более твердой породе, частично или полностью замещая уже выкристаллизовавшиеся минералы. Эта автometасоматическая стадия является последним структурообразующим процессом и поэтому особенно четко проявляется в окончательной структуре гранитов. Однако отсюда не следует, что структура в целом (включая также структуры более ранних стадий) должна быть автometасоматической. Как явствует из предыдущих глав, многочисленные факты говорят за то, что магматическое происхождение достаточно хорошо обосновано по крайней мере для определенной группы средних гранитов, которая характеризуется эвтектическими соотношениями минералов (идеальные граниты). Однако не исключаются и иные способы возникновения гранитов. Они будут рассмотрены ниже.

7. ОБРАЗОВАНИЕ ГРАНИТОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВЫБОРОЧНОЙ МОБИЛИЗАЦИИ

Селективное (выборочное) растворение или плавление горных пород вплоть до более или менее полного перехода в жидкое состояние (см. выше, разд. 1б, стр. 27) при повышении температуры признается всеми. Теоретически это явление может быть выведено по аналогии с магматической кристаллизацией при падающей температуре. Спорным, однако, является вопрос о масштабах проявления процесса перехода в жидкое состояние в глубинных зонах, не вскрытых в настоящее время на поверхности Земли.

Первые классические исследования по этому вопросу проводились, как известно, в Фенноскандии (Седерхольм, Хольмквист). На основании господствовавших тогда магматических теорий эти авторы считали, что в глубинных зонах горные породы переходят в жидкое состояние в результате раздробления и «пропитывания»

пегматонидными и гранитоидными расплавами. Тогда же усиленно обсуждался (например, на Международном геологическом конгрессе в Стокгольме в 1910 г.) вопрос о генезисе жиллообразных тел: являются ли они магматическими, «артеритовыми» интрузиями (Седерхольм) или «венитовыми» эксудатами (Хольмквист). В настоящее время признано, что в зависимости от местных условий возможен и тот и другой способ образования (Эскола, Эрдманнсдорфер, Шейманн). С тех пор возникла новая, охватывающая большое количество понятий номенклатура (Scheumann, P. Niggli, Jung — Roques и др.), в которой петрографические признаки служат основой для генетически нейтрального названия. Сравнение различных номенклатур и рассмотрение их под единым углом зрения могло бы быть темой специальной работы.

а) Температура мобилизации

Важно знать, в каких условиях принципиально возможна мобилизация (растворение или расплавление) всех компонентов породы. В разд. 1а и 1б (стр. 22 и далее) рассматривались основные экспериментальные данные по этому вопросу. Важнейшими являются исследования синтетических силикатных систем, содержащих H_2O , так как они могут служить основой представлений о магматической кристаллизации. Данные этих исследований показывают, что в системе SiO_2 — альбит — ортоклаз — H_2O , которая, несмотря на сильное упрощение, наиболее близка к «гранитной» системе, «тройная» эвтетика расположена примерно при 640° (давление H_2O равняется 4000 атм). В присутствии HF ее температура снижается примерно до 550 — 620° в зависимости от давления и содержания HF. Однако эти результаты привлекать к решению поставленного вопроса трудно, так как в мобилизованных породах количество фторсодержащих минералов определено ниже, чем в обычных магматических породах (нет топаза, мусковита, а иногда даже плавикового шпата).

Использование экспериментальных данных при решении данного вопроса весьма трудно, так как необходимо учитывать очень разнородный состав исходных систем. Поэтому сначала следует ограничиться исследованием только гранитных и гранитоподобных исходных составов.

О. Ф. Таттл (Tuttle, 1955) изучал вопрос о том, на какой глубине и для какого состава горных пород следует считаться с первыми явлениями плавления. После тщательной проработки литературы в отношении геотермического градиента Таттл пришел к выводу, что уже на глубине от 10 до 20 км могут возникнуть условия $P-T$, достаточные для начала плавления (640° , 4000 атм давления H_2O)¹. При этом в породе вода должна содержаться всего в количестве нескольких процентов. Чрезвычайно низкое общее содержание воды объясняется тем, что в начале плавления в расплаве образуются лишь очень небольшие количества жидкой фазы (силикатный расплав содержит примерно девять весовых процентов воды). О том, что такая температура в действительности существует при мобилизации пегматоидных компонентов, свидетельствуют исследования минерального состава соответствующих мобилизаторов (см. выше, разд. 2г). Независимо друг от друга этими исследованиями были получены одинаковые температуры начала плавления (порядка $600-650^\circ$).

Полное плавление наступает лишь тогда, когда температура повышается, или тогда, когда при неизменной температуре содержание воды в породе достигает границы насыщения, т. е. 9%. Видимо, такое насыщение может быть достигнуто только при привносе воды из гипотетических источников, так как получить такое количество воды из окружающих пород (точнее, из пород, вовлеченных в реакцию), видимо, невозможно. Весьма вероятно предположение, что на очень больших глубинах из-за недостатка воды возможность полной мобилизации снова становится незначительной. Во всяком случае, по современным представлениям мобилизованные породы чаще встречаются в глубинных частях амфиболитовой фации, чем в расположенной еще глубже (но относительно сухой) гранулитовой фации.

Различные мнения по этому вопросу (Hopson, 1957; Eckelmann, Poldervaart, 1957) объясняются тем, что почти все петрографы по-разному устанавливают момент

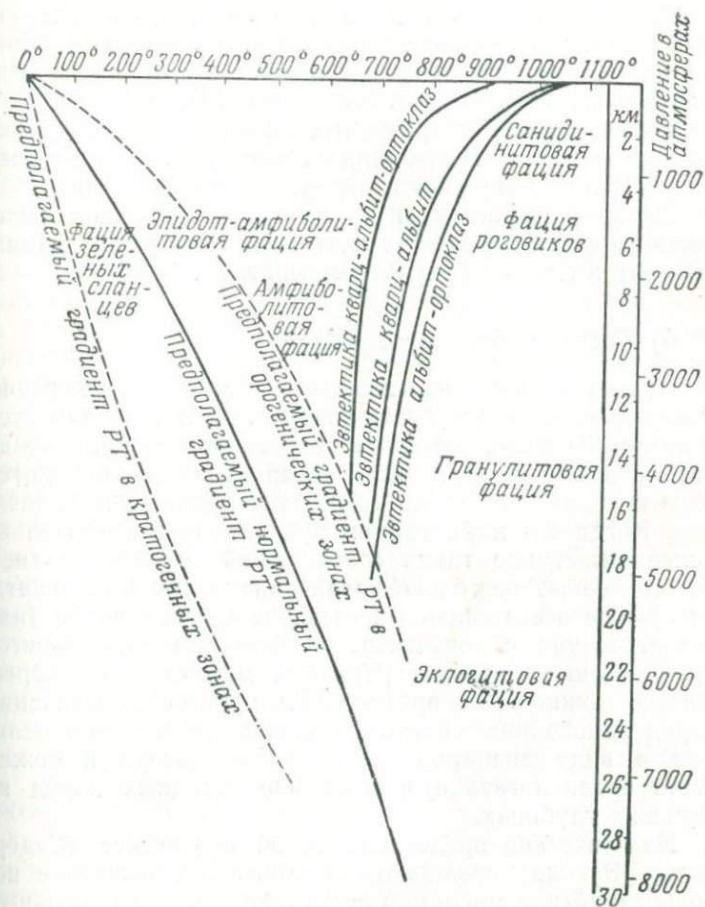
¹ Таттл обстоятельно разбирает различные градиенты давления и температуры. В последнее время (например, Birch, 1955; Preston, 1956) указаны гораздо более низкие температуры плавления, которые в «базальтовом слое» на глубине 30—40 км достигают только $500-600^\circ$.

начала мобилизации. В этом направлении необходимо провести дополнительные исследования. Так, например, в условиях низкотемпературных фаций наблюдался кристаллобластический рост пироксенов и амфиболов, что, разумеется, не следует рассматривать как проявление анатектической мобилизации.

Вопрос о том, на каких глубинах происходит превращение в жидкость и как велико количество жидкой фазы, зависит, следовательно, не только от температуры, но и от содержания H_2O . Как известно, содержание воды в столь глубинных породах не превышает 1—3 весовых %. Это обстоятельство, по-видимому, дает возможность выяснить противоречия, указанные Рамбергом при обсуждении выводов Таттла (Tuttle, 1955), что на больших глубинах, где температура выше точки плавления гранитных пород, существуют породы, не проходившие через жидкую фазу, т. е. чисто метаморфические породы (гранулиты, чарнокиты и т. д.), хотя их общий химический состав весьма сходен с составом гранитов. Весьма вероятно, что очень небольшое содержание H_2O в этих породах мешает полному или частичному переходу этих пород в жидкую фазу. С другой стороны, во многих районах широкого распространения гранулитовых или чарнокитовых пород было установлено, что эти породы ассоциируют с «магматическими» гранитами или с «магматическими» чарнокитами, т. е. с породами, по крайней мере частично превращавшимися в жидкость.

Диаграмма, опубликованная Розенквистом (Rosenquist, 1952), отображает положение минеральных фаций Эскола в зависимости от условий PT в земной коре (фиг. 7). На этой схеме нанесены кривые плавления для гранитных систем, содержащих H_2O . Можно видеть, что поле гранитов, насыщенных H_2O , для низких давлений (залегających на малой глубине) находится в зоне роговиковой фации. Для средних давлений это поле расположено в области высокотемпературной амфиболитовой фации, а для весьма высоких давлений (на большой глубине) поле гранитов, насыщенных H_2O , охватывает всю область гранулитовой фации, включая чарнокиты.

Следовательно, только в этих фациях возможно существование жидкой фазы при образовании настоящих гранитных пород.



Фиг. 7. Схематическая диаграмма давлений и температур в верхних частях земной коры с кривыми плавления некоторых систем насыщенных H_2O , близких по своему составу к граниту. По Таттлу (Tuttle, 1955). Расположение минеральных фаций приведено по данным Розенквиста (Rosenquist, 1952). Положение минеральных фаций очень сильно зависит от содержания H_2O (Fyfe, Turner, Verhoogen, 1958; см. диаграмму на стр. 6), а также от содержания щелочей (Winkler, Platen, 1958).

Это положение имеет очень большое значение при исследовании процесса мобилизации вещества при региональном метаморфизме. Таким образом, согласно современному состоянию экспериментальных знаний, образование анатектических расплавов, имеющих состав идеальных гранитов (см. выше, стр. 79), невозможно в условиях низкотемпературных фаций метаморфизма (фации зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой фации), т. е. в фациях эпизоны и верхней части мезозоны.

Поэтому гранитные и гранитоидные массивы, находящиеся среди пород этих (низкотемпературных) фаций, должны иметь иное происхождение.

б) Состав мобилизатов. «Ихор»

Представления, изложенные в предыдущей главе, относятся к случаям, когда известен состав мобилизатов и предполагаемых исходных пород. Соотношения между ними еще можно установить, когда мобилизат находится близ исходных пород, т. е. в начале процесса мобилизации. Когда же мобилизация продвинулась значительно далее, выяснение таких соотношений гораздо труднее. Этому мешает не только увеличение массы мобилизата, но прежде всего сильное изменение состава пород (как исходной, так и конечной). Особенно это сказывается при изучении крупных гранитных массивов, в которых обычно можно лишь предполагать процесс мобилизации пород какого-либо состава, так как эти массивы целиком в виде диапиров переместились вверх и можно лишь предполагать существование исходных пород на больших глубинах.

Классические представления об анатексисе (Седерхольм, Эскола) предполагают общее пропитывание породы гранитной магмой, в результате которого исходный материал различного химического состава (глинистые сланцы, граувакки, кварциты, известняки) приобретает в конце концов одинаковый минеральный состав — состав гранитов.

Седерхольм (Sederholm, 1926) разработал понятие об «ихоре» как об общей причине гранитизации. «Ихор» (по Седерхольму) объединяет в себе все привносимые вещества, которые необходимы, чтобы горные породы различного состава превратились в гранит. Величина

привноса в зависимости от исходного материала должна быть весьма разнообразной, поэтому очень трудно дать количественное и качественное определение «ихора». В связи с этим представление об «ихоре» было отклонено различными авторами [например, Баклундом (Backlund, 1943)] как не поддающееся петрогенетическому анализу.

Эскола признает сущность понятия «ихора», что подтверждается неоднократно его высказываниями (например, Eskola, 1948) о том, что конвергенция самых различных пород до гранитов доказывает привнос вещества в большом избытке, практически в неограниченном количестве. Следовательно, в каждом случае решается вопрос, как далеко зашел процесс конвергенции, т. е. является ли она полной или в породе можно еще распознать какие-нибудь реликты независимо от их происхождения.

В прямой связи с вышеизложенным находится вопрос о гомогенности гранитных массивов [например, выступления Гроута (Grout) и Холмса (Holmes) по докладу Баклунда (Backlund, 1948) на Международном геологическом конгрессе]. В настоящее время она доказывается статистическим материалом, представленным в математически точной форме (Chayes, 1950a, b; 1956). Выше уже было рассмотрено объяснение («основных») краевых зон гранитов, обогащенных цветными минералами, как мобилизатов вмещающих пород. Однако в большинстве случаев возрастная последовательность такова, что сначала образуются участки основных пород, а уже позднее, с постепенным переходом, — кислые. П. Ниггли (P. Niggli, 1946) подсчитал для позднеальпийских гранитных массивов и южнофинляндских массивов баланс вещества и обнаружил, что их состав сформировался в результате двух процессов: анатексиса и непосредственно следовавшей за ним дифференциации. Чэйз (Chayes, 1952) нашел, что составы всех изученных им гранитов Новой Англии близки к температурному минимуму плавкости теоретической гранитной системы или отходят от него в одном направлении. Детали плавления гранитных систем были изложены выше, в разд. 1а, стр. 22.

Иначе обстоит дело, когда мобилизаты располагаются *in situ* и дифференциация захватывает лишь небольшие пространства, что имеет место при образовании пегматито- или гранитоподобных залежей, жил, гнезд

и т. д. в гнейсах складчатого фундамента. Рамберг (Ramberg, 1952) справедливо обратил внимание на то, что анатектическая мобилизация без привноса при весьма различном исходном материале может образовать различные первичные расплавы. Гранитная «эвтэтика» может образоваться только при соответствующем составе исходного материала.

Состав этих первичных мобилизатов можно вывести из соответствующих вмещающих пород (из их исходного материала) не только по общему химизму, но исходя из многих особенностей их петрографического состава (Mehnert, 1951, 1953). Согласно Рамбергу (Ramberg, 1949, 1955), минеральный состав таких «пегматоидов» соответствует минеральным фациям их окружения. Нередко в пегматоидном мобилизате находит отражение даже определенная неоднородность вмещающих пород (Ramberg, 1956, стр. 198). Правда, такие реликтовые структуры обычно расплываются в шлировых полосах, деформированных внутренними движениями (например, «диктионитовая» текстура Седерхольма).

Если представить, что зависимость мобилизат — материнская порода несомненна, то все же остается еще вопрос о том, существует ли, кроме этой зависимости, соответствие между составом мобилизата и составом присутствующих в материнской породе легкоплавких компонентов. Для ответа на этот вопрос мы не располагаем пока какими-либо (проверенными статистически) данными.

Решение этого вопроса затрудняется еще и потому, что бывают мобилизаты, которые обладают составом, даже приблизительно не похожим на «эвтэктический» состав (например, широко распространенные кварцевые мобилизаты). Возникновение последних теоретически возможно двумя путями:

а) при гидротермальном растворении первичных пород соответствующего состава при общем повышении температуры;

б) в результате дифференциации пегматоидных мобилизатов, что происходит при общем понижении температуры.

Первый из упомянутых путей, очевидно, осуществим там, где среда относится к низкотемпературным фациям

метаморфизма (фации зеленых сланцев или эпидот-амфиболитовой фации). Образования такого рода распространены довольно широко. Возникновение кварцевых мобилизатов в результате дифференциации осуществляется там, где пегматоидные мобилизаты содержат кварцевые центральные зоны, как это описывает Рамберг (Ramberg, 1956) для пегматитов Гренландии.

В первом случае, очевидно, не была достигнута минимальная температура плавления системы кварц — полевой шпат — H_2O (см. выше, разд. 1а). Речь идет, следовательно, об относительно низкотемпературной мобилизации, которая происходит при гидротермальных условиях. Состав мобилизата соответствует таким условиям. Согласно современным представлениям о гидротермальных образованиях, для этого необходим избыток H_2O . Здесь следует припомнить взгляды Шнейдерхёна (Schneiderhöhn, 1952) об образовании псевдогидротермальных рудных мобилизатов, а также о переносе в безрудных термах, которые, несомненно, играют определенную роль при образовании низкотемпературных метаморфических пород.

в) Состав остаточных компонентов.

Понятие о «кинцингитах»

Из представления о частичной (выборочной) мобилизации компонентов горных пород при определенном давлении и температуре следует, что среди остаточных горных пород должны существовать такие породы, которые содержат остатки, не перешедшие в жидкость. Факт существования таких пород может служить проверкой гипотезы выборочной мобилизации.

Уже на рубеже настоящего столетия Седерхольм, Зауэр, Мильх, Гринли и другие указывали, например, что пегматоидные залежи, жилы и т. д. в гнейсах очень часто сопровождаются темными краевыми зонами, которые состоят преимущественно из биотита и роговой обманки с участием кордиерита, граната и др. Эти краевые зоны они рассматривали как реликты.

Наименование остаточных пород не унифицировано, однако в противоположность понятию «мобилизат» для описания рассматриваемого процесса хорошо подходят такие термины, как «остаточный состав» или «остаточная

(реликтовая) порода». Данные термины хороши тем, что они вполне определены. Остается открытым вопрос о том, не следует ли, как это общепринято, присоединить к слову Rest (реликт, остаток) суффикс «ит», создав термин «рестит» («реликтит»).

Гудспидом (Goodspeed, 1948) был предложен термин «скиалит» («skialith») для «реликтовых включений в гранитизированных породах». Это название пока не прижилось.

Были предложены и иные названия для этих пород. Как генетически совершенно нейтральное, вполне пригодно, пожалуй, наименование «меланосом» — для меланократовых скоплений цветных минералов — и «лейкосом» — для светлых пегматоидных (аплитовидных и т. п.) мобилизатов. Шейманн (Scheumann, 1955) предпочитает применять введенное им парное наименование «метатект-метасост», первая часть которого использовалась в литературе. Однако термин, предложенный Шейманном, содержит в себе понятие «расплавления», что принимается не всеми авторами. В отличие от этого наименования предложенные нами выше обладают тем преимуществом, что они применимы также и для низкотемпературных парагенезисов (например, к кварцевым мобилизатам и ставролитовым реликтовым породам — см. Chapman, 1950; Matthes, 1953).

Ниже, в разд. 8, стр. 117, подробно показано, что эти меланократовые компоненты могут объясняться иначе, а именно как представители «фронта базификации» диффундирующих ионов (Mg, Fe, Al). Эта теория, предложенная Рейнольдс, утверждает, следовательно, что лейкосомы, как и меланосомы, были привнесены. Приведенная выше фиг. 5 схематически воспроизводит оба объяснения. Критерием, говорящим в пользу той или другой теории образования, является возможность воссоздания первоначального состава породы при сложении лейкосома и меланосома. Если порода первоначального состава еще сохранилась по соседству, то возможен и непосредственный контроль. Такие подсчеты баланса вещества — даже если они объясняют процесс только частично — весьма ценны для контроля предполагаемых реакций.

Подобные подсчеты были проведены автором (Mehner, 1951). В качестве объекта исследования были взя-

ты однородная первоначальная порода (биотит-плагноклазовый гнейс) и пегматоидные лейкосомы с меланократовыми краями. Сложение объемов обоих компонентов (лейкосом и меланосом) позволило получить состав, очень близкий к первоначальной породе (с небольшими отклонениями). Наблюдавшийся поблизости гранитоидный мобилизат своим составом уже определенно отклоняется от исходной породы, так что здесь следует предполагать сдвиги в составе вещества (вынос SiO_2). Весьма сходный случай исследовал Люнгрэн (Ljunggren, 1957). В изученных им биотит-плагноклазовых гнейсах также встречалось много залежей лейкосом, обычно сопровождавшихся двусторонними меланократовыми каймами. Эти породы подверглись полному количественно-минералогическому исследованию. Люнгрэн нашел, что для биотита характерно приблизительное постоянство вещества, т. е. лейкосомы следует рассматривать как мобилизаты, а каймы — как реликты первоначальных пород. Плагноклаз и кварц присутствуют как в лейкосомах, так и в меланосомах. Микроклин же есть только в лейкосомах. Следовательно, для образования микроклина, по мнению автора, необходим метасоматический привнос.

Как видно из приведенных данных, даже кажущиеся простыми случаи являются обычно достаточно сложными в деталях. Очевидно, наряду с одноактным в принципе образованием кварцево-полевошпатового мобилизата следует считаться с побочными процессами, которые, по-видимому, в основном заключаются в движении вещества как целого [отщепление подвижных компонентов, фильтрпрессунг (отжим жидких компонентов от твердого остатка)], а также в перемещении вещества при диффузии в подвижной обособленной фазе и в межгранулярной пленке.

Состав остаточных пород обычно весьма прост. Они часто почти полностью (до 100%) состоят из цветных минералов (биотита или роговой обманки). При этом нередко роговая обманка превращается в биотит (привнос калия). Массы полученного вещества нередко под действием тектонических сил превращаются в плотные массивы (Tuominen, Mikkola, 1950). Галлер (Haller, 1955) сообщает о том, что пачки основных пород, разлитых в кровле мигматитового купола в Гренландии

(см. ниже, разд. 8б, стр. 116), разорваны и будинированы, то есть испытали сильные тектонические движения во время или после их образования.

Для основных остаточных пород еще более типичными, чем биотит или роговая обманка, являются такие минералы, как кордиерит, гранат, силлиманит, дистен, частично даже шпинель и корунд. За прошедшее десятилетие по этому вопросу появилась богатая литература (King, 1948; Smulikowsky, 1948; Mathias, 1952; Simonen, 1953; Schröcke, 1955; Härme, 1958). Высокглиноземистые породы глубинных зон земной коры обычно рассматривались как производные осадочных пород, обогащенных алюминием, — «литогениты» (Paggas, 1946). При большом содержании в них минералов Mg—Fe—Al такие породы, вероятно, можно интерпретировать как остаточные образования, особенно если поблизости находятся пегматоидные либо гидротермальные мобилизаты. В качестве обобщающего названия для этой группы пород часто применялся термин «кинцигит» (H. Fischer, 1860; Sauer, 1895). Петрографический состав пород такого типа, выходящих, например, в небольшом обнажении в Шварцвальде, усиленно обсуждался еще в конце прошлого столетия. В сущности, разбирался следующий вопрос: следует ли рассматривать этот термин как чисто петрографическое определение (гранат-кордиерит-плагиоклазовая порода, иногда с участием биотита, графита или кварца) или придавать ему генетический смысл (порода, пересыщенная Mg—Fe—Al благодаря выносу щелочей, SiO₂ и H₂O)?

Автор предпочитает первое толкование, как это принято в современной петрографии, применяя этот термин как местное название, предусматривающее петрографический тип (возможность для повторения такого же определения в том же пункте). Смысл же термина, определяющий генетическую сторону процесса, следует отклонить. Так лучше всего избежать недоразумений и неясностей в толковании понятий.

Петрогенетическое значение процесса возникновения ассоциаций, состоящих из минералов, типичных для остаточных пород (гранат, кордиерит, силлиманит, частично шпинель или корунд), уже было отмечено — происходит удаление подвижной части, то есть вынос из породы щелочей, SiO₂ и H₂O, которые скапливаются в

мобилизате. Следовательно — как это вновь подчеркнули Эскола (Eskola, 1955) и Фишер (Fischer, 1957), — высокое содержание Mg—Fe—Al не является доказательством осадочного происхождения гнейсов. Предположение о привносе Al в результате метасоматических процессов (например, Alderman, 1948) маловероятно из-за весьма незначительной его подвижности. Гораздо вероятнее постепенное уменьшение количества биотита, переходящего в кордиерит (или гранат, в зависимости от содержания Mg—Fe—Al), силлиманит (или шпинель — см. выше) и даже в корунд. Отдельные реакции на хорошо изученных примерах из Шварцвальда обработаны Вимменауэром (Wimmenauer, 1950). Его наблюдения показали, что баланс вещества мобилизатов и остаточных пород (взятых вместе) сходится с балансом вещества исходной породы и что можно проследить фазы кристаллизации и мобилизации при нарастающей и вновь падающей температуре. Следовательно, процессы кристаллизации в первичной породе, мобилизате и остаточной породе происходили не одновременно, а в определенной последовательности. При этом первичная порода и остаточная находились в основном в твердом состоянии (в них происходила только перекристаллизация). Мобилизат же, по-видимому, большую часть периода формирования является жидкостью, так как последовательность кристаллизации в мобилизате говорит об эпизодическом растворении определенных компонентов. Фишер (Fischer, 1957) указал также, что мобилизат (когда он уже почти раскристаллизован) преобразует в обратном порядке остаточные породы. Так, например, кордиерит по краям биотитизируется, силлиманит мусковитизируется и т. д. Кроме того, происходит замещение кордиерита плагиоклазом (см. ниже, разд. 8в). Эти явления происходят уже при сравнительно низких температурах и несколько маскируют общую картину процесса мобилизации.

Однако нельзя делать вывод, что весь процесс протекал при низких температурах. Как было показано выше, в разд. 7а, стр. 98, температура образования пегматоидных мобилизатов может быть в среднем принята равной 600—650° С. Непосредственно после описанных процессов, обычно так же, как и во время заключительной постмагматической фазы формирования гранитов

(см. выше, разд. бд, стр. 92), следует более низкотемпературная поздняя фаза формирования породы, которая аутометасоматически преобразует более раннюю структуру. Для этого процесса характерно относительное богатство щелочами, SiO_2 и H_2O . Следовательно, на этой фазе своего развития магматические и анатектические образования совершенно сходны между собой. Могут даже возникнуть (псевдо-)гидротермальные дифференциаты, которые содержат руды и жильные образования, подобные наблюдаемым в первично гидротермальных месторождениях. Автор данной работы высказал мнение (Mehnert, 1953), что региональное развитие месторождений главным образом связано, по-видимому, с явлениями гранитизации.

8. ОБРАЗОВАНИЕ ГРАНИТОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ МЕТАСОМАТОЗА

Эта группа явлений оспаривалась сильнее всего. Поэтому при изложении необходимо опустить все «крайние» высказывания и отобрать те наблюдения и объяснения, в которых хотя бы отдельные детали могут считаться общепринятыми.

а) Постановка проблемы. Определение понятий

Как известно, под метасоматозом понимают процесс преобразования, при котором вместо старых минералов кристаллизуются новые минералы иного химического состава, причем объем породы остается в общем постоянным. Привнос и соответствующий вынос могут происходить на обширных пространствах, но самый обмен веществ совершается по принципу — часть пространства на часть пространства (Grout, 1941), следовательно, в виде перемещения фронтов («атом на атом», Lindgren, 1919). Обмен веществ происходит, по общему мнению, или в агрегате твердых тел, или в присутствии небольших количеств жидкой межгранулярной фазы. Переход больших количеств исходных пород в жидкое состояние исключается.

Такие метасоматические явления, как известно, широко развиты при (нормальном) метаморфизме. Следует обсудить вопрос о том, могут ли граниты или по край-

ней мере гранитоподобные породы также образоваться благодаря метасоматозу.

Представления об образовании гранитов в результате метасоматоза развились из наблюдений Седерхольма и петрографов французской школы (Мишель-Леви, Лакруа, Барруа, Термье), но особенно благодаря работам 30-х годов Вегманна, Перрена и Рубо, Баклунда, Холмса и Рейнольдс.

В то время как физико-химические основы магматического образования гранитов выводятся из опытов плавления силикатных систем (Боуэн, Таттл, Йодер — см. выше, разд. 1а, стр. 22), теоретические обоснования метасоматического образования гранитов развились из опыта химии твердых тел. В разд. 1г, стр. 31, мы подробно останавливались на работах последних десяти лет, содержащих ценные данные относительно реакций твердых тел в силикатных системах. Необходимо рассмотреть возможность применения этих данных к метасоматическому образованию гранитов.

Часть проведенных опытов показала, что внутрикристаллическая диффузия даже в масштабе геологического времени позволяет веществу перемещаться лишь на очень небольшие расстояния, что типично для метаморфической дифференциации. Последняя создает только местное перераспределение материала (образование полосчатых пород — светлые и темные полосы в гнейсах; реакционные каймы вокруг известково-силикатных включений; сохранение текстурных особенностей первичной, например осадочной, породы).

Другими опытами (см. выше, разд. 1г, стр. 31) было доказано, что диффузия в межкристаллическом пространстве происходит в гораздо больших размерах и может играть существенную роль при длительных геологических процессах. Это особенно хорошо видно в тех случаях, когда в процессе участвуют «легколетучие вещества» и прежде всего H_2O . При этом, по-видимому, достаточно их очень небольших количеств («поровых растворов»), чтобы выполнять роль переносчика диффундирующей субстанции. В кратком сообщении Хоу и Барнхэм (Howe, Vignham, 1957) обратили внимание на то, что в некоторых опытах с резкими падениями концентраций диффундируют массы в 50—200 мг $SiO_2/cm^2/час$ (при 600—700° и 900—1500 атм давления

H₂O). Но здесь выявляется серьезное затруднение. Реакции с резкими падениями концентраций в природных условиях проходят очень быстро и на небольшом пространстве (см., например, реакционные каймы в известково-силикатных породах). Лишь частично они возобновляются вдоль трещин, возникших при тектонических процессах (разломы включений).

Поэтому для объяснения процессов метасоматического образования гранитов привлекаются иные причины миграции, чем простое различие концентраций (см. разд. 3в). В числе наиболее важных факторов этого процесса рассматривались температура, давление и гравитация. Последняя интересна тем, что позволяет предположить концентрацию «гранитофильных» и «гранитофобных» элементов на определенных глубинах земной коры — независимо от температуры и давления (Rankama, 1955). Соответственно с этим на определенной глубине устанавливается так называемое «гранитное равновесие» (концентрация гранитофильных элементов: Si, Al, щелочей). Гранитофобные же элементы (Ca, Mg, Fe) удаляются вниз (или вверх)¹. Равновесие устанавливается в конце концов как следствие значительных миграций гранитофильных элементов. В результате этого процесса осадочные породы различного состава преобразуются в однородные граниты.

б) Фельдшпатизация. Синкинематическая гранитизация

«Фельдшпатизация» представляет собой наиболее часто проявляющееся и поэтому петрографически наиболее изученное явление при метасоматическом образовании гранитоидных пород. Это явление стало известно главным образом благодаря работам французских петрографов в начале текущего столетия, которые именно на нем основывали свои представления об образовании гранитов «à tache d'huile» (подобно масляным пятнам).

В разд. 3в, стр. 49, приводились примеры гранитных массивов с зонами фельдшпатизации в качестве доказательства возможности миграции на большие пространства компонентов, образующих полевой шпат. Примеры,

¹ Согласно теории «фронта базификации» Рейнольдс.

приведенные многими авторами, свидетельствуют о том, что для некоторых гранитов характерно образование больших кристаллов калиевого полевого шпата во время заключительной позднемагматической фазы. Такие кристаллы, очевидно, образовывались в результате перекристаллизации калиевых полевых шпатов, выделившихся во время главной магматической фазы. Образование их происходило за счет замещения соседних минералов гранита (см. разд. бд, стр. 92).

Исключительно крупные и совершенно одинаковые кристаллы калиевого полевого шпата (без ядра, образовавшегося в магматическую фазу) встречаются во вмещающих породах, которые благодаря одновременной перекристаллизации основной массы приобретают «гранитоидный» характер. Здесь несомненно привнос полевошпатового вещества (или отдельных его компонентов, таких, как калий или кремнезем).

Естественно, что возникшие таким образом гранитоидные горные породы неоднородны по составу, так как они возникли из гетерогенных исходных пород в результате в общем неравномерного привноса. Поэтому они имеют состав, как это показал Барт (Barth, 1955) на примере южнонорвежских гранитоидов, не столь определенный, как состав магматических (идеальных) гранитов. Последние, согласно данным Чэйза (Chayes, 1950) и Таттла (Tuttle, 1955), имеют состав, почти точно отвечающий эвтектическому соотношению компонентов в системе кварц — альбит — ортоклаз.

Температура фельдшпатизации в горных породах определяется Бартом (Barth, 1956) на основании изучения соотношений натрия и калия в полевых шпатах (см. выше, разд. 2б, стр. 36) примерно в 450—680°С. Эти величины частично соответствуют температурам наиболее низкоплавких анатектических смесей (см. разд. 7а, стр. 98), частично — несколько ниже их. Эскола, который раньше рассматривал калиевую фельдшпатизацию как результат воздействия гранитной магмы, признает (Eskola, 1956, стр. 86—90), что иногда фельдшпатизация может проходить при температурах ниже минимальных температур существования гранитного расплава.

Еще ниже температуры образования гранитоидных пород, в которых главные полевошпатовые компоненты

представлены кислыми плагиоклазами или альбитом. Рамберг (Ramberg, 1952, стр. 242 и сл.) подчеркивает, что такие образования появляются уже в эпидот-амфиболитовых фациях, т. е. при температурах 300—350°. Чистые альбитовые или альбит-кварцевые мобилизаты появляются даже при еще более низких температурах (например, в условиях фации зеленых сланцев). Какие альбитовые породы считать принадлежащими к «семейству гранитов» в самом широком смысле, не ясно; этот вопрос имеет не только терминологическое, но и генетическое значение.

Так, Миш (Misch, 1949) описал кристаллобласти олигоклаза, альбита и кварца в обломочных осадках, залегающих весьма неглубоко (2—5 км). Эти кристаллобласти образовались при очень низкой температуре. Кубс (Coobs, 1950) наблюдал аналогичное явление в аркозах, подвергшихся, по-видимому, воздействию температур в условиях эпизоны. В обоих случаях, очевидно, порода пропитывалась растворами, способствующими образованию преимущественно полевых шпатов. Это пропитывание приводило к перекристаллизации и к собирательной кристаллизации имеющегося здесь (уже гранитоподобного) минерального образования, и, таким образом, в конечном итоге могла сформироваться гранитоидная порода. Такой процесс можно назвать гидротерминальной гранитизацией. Следует учитывать, что термин «гранитизация» применяется здесь в очень широком смысле (как это, впрочем, первоначально и делалось Седерхольмом). Впоследствии толкование этого термина неоднократно изменялось, причем часто оно исключало воздействие жидкой (магматической или гидротермальной) фазы. Поэтому в настоящее время представляется целесообразным не учитывать этих различий, так как они едва ли могут быть доказаны, а употреблять термин «гранитизация» в качестве характеристики процесса, образующего породы гранитоидного состава и гранитной структуры за счет пород, прежде имевших иной петрографический облик.

Такое содержание термина предусматривает, что на значительных глубинах существует несомненный факт конвергенции любых пород до гранитного (иногда до гранодиоритового или кварцево-диоритового) состава. Очевидно, породы стремятся к «гранитному равнове-

сию» независимо от причин, вызывающих этот процесс. Впрочем, полностью равновесие обычно не достигается. Образуются недозревшие «аоритические» (Erdsmannsdörffer, 1948) породы с явной неравновесностью состава. Некоторые породы, особенно мономинеральные — кварциты, известняки и т. д., — обладают при этом повышенной устойчивостью (Read, 1951, Pitcher, 1952). Правда, известняки устойчивы лишь при существовании защитной реакционной оболочки. В этих случаях наличие процесса гранитизации, часто широко распространенного, распознается по общему комплексу реакционных продуктов. Нередко в породах сохраняются еще более древние структуры, как это, например, описал Гудспид (Goodspeed, 1955) в гранитизированных жилах и брекчиях. Так же распознаются конгломераты (Beuer, 1954).

Это существование реликтов является общим как для процесса гранитизации, так и для нормального метаморфического процесса. В обоих случаях реликтовые структуры обычно несколько замаскированы пара- или посткристаллическими нарушениями. Последние встречаются тем чаще, чем более подвижен был материал породы во время деформации. Обычно породы, сильно гранитизированные, характеризуются небулитовыми турбулентными (тектонически ближе не определенными) шлировыми текстурами. Расположение сильно гранитизированных пород подчинено общему тектоническому плану. Они образуют, например, ядра складок, куполов или покровов. Занимаемое ими место в основном обусловлено тектоническими причинами.

Ярко выраженная синкинематическая гранитизация была изучена Мишем (Misch, 1949a) на примере массива Нанга-Парбат. Начальные стадии гранитизации наблюдались в дистеновых сланцах мезозоны, где она, впрочем, еще не закончена; полного же своего развития гранитизация достигла в силлиманитовых гнейсах катазоны и в гранулитах. Изображенные макро- и микро-текстуры свидетельствуют о паракристаллической деформации, причем очевидно, что главные деформации происходили в краевой части массива. Другими словами, изгибы рассматриваемых гранитизированных пород обусловлены тектоническими причинами. Несколько сложнее строение гранитизированных гнейсовых куполов, описанных Эскола (Eskola, 1948, 1952) в Финлян-

дни. В ядре концентрической чашеобразной структуры, сложенной осадочными породами, находится массив гнейсо-гранитов и гранитов. Проблема купола состоит в том, что, с одной стороны, осадочный покров моложе, чем гранитное ядро (в нем встречена галька гранитов); с другой стороны, параллельные текстуры ядра приспособляются к текстурам оболочки, а гранитные апофизы даже интродуцируют оболочку. Только допуская многофазный процесс, можно полностью объяснить эти соотношения, причем последней распознаваемой фазой было формирование куполообразного свода с образованием гнейсовых структур по его периферии, в то время как ядро этого массива все более изменялось под влиянием увеличивающейся гранитизации (мобилизация происходила вплоть до образования гранитных мобилизатов, способных к интрузии).

Еще яснее (вследствие лучшей обнаженности) выявляется тектоника гранитизированных пород района фиордов северо-восточной Гренландии (Haller, 1955, 1956). В разрезах здесь вскрываются купола, «желваки» и различные складки, в том числе лежащие покровные складки течения, осложненные опрокинутыми своеобразными структурами, а также шпировые и грибообразные складки, в которых крылья опрокинуты в разные стороны. Это массивы величиной в 10—30 км (иногда даже до 100 км). Большие и малые структуры указывают на мощные тектонические движения, происходившие в условиях высокой подвижности деформируемых масс. Ядра куполов, складок и т. д. образованы массивными породами, имеющими состав от гранитов до кварцевых диоритов, а крылья — полосчатыми и очковыми гнейсами. В крутых высоких стенах фиордов можно распознать частично сохранившиеся реликты осадочных структур, а также реликты последовательности древнего напластования (разумеется, сильно деформированные и мобилизованные).

За этой синтетектонической гранитизацией следуют, очевидно, посттектонические гранитные интрузии. Галлер предположил, что они палингенные и относятся к поздней стадии процесса гранитообразования, главной фазой которого была гранитизация. Доказать это трудно, так как процессы, которые могли привести к палингенезу, происходили в более глубоких слоях земной

кору, чем те, которые вскрыты в настоящее время на поверхности. Впрочем, Ное-Нюгорт и Бертелсен (Noe-Nygaard, Berthelsen, 1952) указали, что на западе Гренландии глубинные зоны, представленные гранулитовой фацией, характеризуются относительно простой складчатостью, тогда как в расположенной над ними зоне гранитизации (амфиболитовая фация) наблюдается описанная выше сложная тектоника со складками течения. Это также говорит о более высокой химической и механической подвижности зоны, в которой происходили явления гранитизации.

Наиболее важно выявить чисто петрографические признаки, отличающие гранитоиды различных зон и стадий образования, развивающиеся в пространстве и во времени в пределах складчатой области. Этот вопрос еще будет обсуждаться ниже (в разд. 9, стр. 124).

в) Реоморфизм. Трансформация. Кислый фронт и фронт базификации

Прекрасно выраженная в процессе образования гранитов комбинация высокой механической и химической подвижности всего комплекса пород в северо-восточной Гренландии (см. выше, разд. 8б) была названа Баклундом «реоморфизмом». Под этим термином он понимает процесс термального (частично или полностью) перехода горных пород в жидкое состояние с привнесом того и иного количества нового материала благодаря диффузии (Backlund, 1947, стр. 234).

Некоторые авторы, например Перрен и Рубо (Perren, Roubault, 1954, 1955, 1956), изменили это толкование и считают, что преобразование происходило без участия жидкой фазы. Согласно мнению названных авторов, химическая подвижность обусловлена увеличивающейся межкристаллической диффузией ионов, привнесенных из глубины.

Точки зрения других авторов являются вариациями этих двух крайних мнений. Между собой они различаются главным образом тем, какую роль отводят поровым растворам, воде, диффундирующей в межгранулярной пленке, и т. д. Наиболее распространена точка зрения, близкая к представлениям Рамберга (Ramberg, 1952), которая сводится, в сущности, к следующему.

Соотношения, в которых находятся основные и ультраосновные породы, образование «сухих» и «гидратизированных» минеральных фаций, присутствие в минералах включений, содержащих воду, и многие другие данные указывают, что в ходе общего регионального метаморфизма вода играет роль хотя и большую в количественном выражении, но важную в генетическом смысле. Экспериментальные исследования (Yoder, 1952, 1955) подтвердили эту точку зрения. Тернер (Turner, 1948) также подчеркнул, что чистые реакции твердых тел в больших объемах происходят только в относительно «сухой» гранулитовой фации. Однако о механизме минералообразования в этих условиях известно еще очень мало.

Во всяком случае, решение вопроса о механизме минералообразования на основании петрографических данных пока вряд ли возможно. В то же время существуют многочисленные частные данные об агрегатном состоянии больших масс вещества во время гранитизации, говорящие в пользу той или иной гипотезы развития. Но и по этому вопросу обычно нельзя привести каких-либо бесспорных доказательств. Следует предполагать, что решение этих вопросов возможно только в результате экспериментальных исследований, моделирующих процесс.

Все горные породы, отличающиеся полнокристаллическими структурами и характеризующиеся «интрузивными» контактами с вмещающими породами, были, как предполагалось ранее, жидкими во время главного этапа их образования. Теперь эти аргументы — по крайней мере в общих чертах — нельзя считать доказательством, так как соответствующие макро- и микроструктуры могут быть встречены в деформированных массивах, не проходивших через жидкую фазу (Reynolds, 1949; Wegmann, 1956). Это относится к тем случаям, когда деформированные микроструктуры стерты или уничтожены в результате более поздней интенсивной перекристаллизации. Единственным, к сожалению, тоже не строго доказательным, диагностическим признаком является распознавание реликтовых структур, но обычно нельзя сказать ничего определенного о времени, прошедшем между обеими фазами образования структур.

По мнению Рамберга (Ramberg, 1949), Эрдманнсдорфера (Erdmannsdörffer, 1948a) и Фрасля (Frasl, 1954),

ориентировка таких минералов, как слюды и роговая обманка, относительно ранее кристаллизовавшихся минералов должна свидетельствовать в пользу жидкого состояния, так как переориентировка возможна только в весьма подвижной среде (см. выше, разд. 6а, стр. 79). Фактор времени при этом остается неучтенным, о нем можно не говорить, когда вероятно относительная подвижность минералов, частей горных пород и т. д. При обсуждении подобных вопросов в разд. 7в, стр. 105, где было проведено разделение относительно подвижных и неподвижных компонентов (Mehnert, 1953), фактор времени также не учитывался. Таким образом, петрографически может быть установлена только различная механическая подвижность компонентов (Зандер).

При описании «пегматоидов» на западе Гренландии Рамберг (Ramberg, 1956) подчеркивает, что светлые пегматоидные залежи нередко будинированы, т. е. оказываются более «компетентными» по сравнению с сопровождающими их вмещающими породами, которые «некомпетентно» проникают в трещины, иными словами, «интродуцируют». Так же он объясняет и образование «птигматитовых» складок. Эти факты указывают, что во время деформации пегматоиды уже находились в твердом состоянии. Аналогичные явления можно наблюдать в классических обнажениях стокгольмских шхер. По нашему мнению, явления будинажа, в том числе и данные случаи, следует объяснять только как результат многоактного процесса, т. е. образование жильных полостей → внедрение пегматоидов преимущественно в жидком состоянии → отвердевание → расширение твердого пегматоида → будинирование (образование «структуры раздувов и пережимов» Рамберга). Нам кажется, что многие так называемые противоречия петрогенетического порядка могут хорошо объясняться предположением многоактности. Хорошо изученные примеры показывают, что процессы формирования гранитоидных пород всегда проходили больше этапов, чем это предполагалось раньше. При образовании горных пород едва ли существуют действительно одноактные процессы.

Приводившиеся до настоящего времени петрографические доказательства твердого или жидкого состояния мобилизаторов или участия в процессе жидкой фазы

(содержащей H_2O), по нашему мнению, не всегда являются вполне убедительными. Бесспорными являются лишь ярко выраженные крайние случаи (например, для жидкого состояния — стекловатая основная масса в эффузивных породах, для твердого — раздробленные глыбы или реликты, полностью сохранившие структуры осадочных пород, и др.). Поэтому рабочая гипотеза, допускающая, что между этими двумя крайними состояниями возможны и фактически существуют переходные формы, представляется целесообразной.

С петрографической и петрохимической точки зрения более понятны, а поэтому и более пригодны в качестве предварительного классификационного признака данные по балансу вещества рассмотренных здесь гранитизированных пород. Качественная и количественная сторона этого вопроса была уже рассмотрена в специальном разделе (разд. 4, стр. 52). Общий вывод таков: при анатектическом образовании гранитов в принципе предполагается постоянство вещества, причем существование химически подвижных и неподвижных компонентов объясняется, в сущности, только внутренними перемещениями вещества в пределах мобилизованного комплекса пород (разд. 4, стр. 54). Метасоматическое же образование гранитов происходит при условии привноса необходимых компонентов извне.

Этот процесс был назван Холмсом и Рейнольдс (Holmes, Reynolds, 1936) «трансформацией». Этим названием авторы хотели подчеркнуть отличие рассматриваемого процесса от нормального «регионального» метаморфизма. Часто в этом же смысле употребляют слово «ультраметаморфизм» (Holmquist, 1909—1916). Введение этого термина, однако, нецелесообразно, так как раньше в него вкладывали иное содержание (расплавление благодаря нарастающему региональному метаморфизму без привноса — Sederholm, 1913).

Основным в принципе трансформации является все же единое толкование гранитных массивов, гранитизированных пород и вмещающих их пород как образований, подвергшихся химическому изменению при метасоматозе, происходившем благодаря восходящим кислым фронтам и фронтам базификации. Следовательно, причину этого метасоматоза связывают с привносом вещества.

Обосновывается данная точка зрения прежде всего геохимически при учете баланса веществ, участвующих в процессе гранитизации пород. Детально об этом процессе уже говорилось в разд. 4а, стр. 52. Надо отметить, что хотя анализы серий пород, которые проделаны к настоящему времени, дали интересные и важные результаты, их можно лишь весьма условно использовать для петрогенетических обобщений. Дело в том, что результаты анализов сильно варьируют в зависимости от многочисленных местных особенностей. Кроме того, тщательность при отборе пробы и точность проведения анализа еще недостаточно учитываются статистически.

Следующая трудность, ставящая под вопрос самую сущность проблемы, заключается в том, что надо определить, действительно ли «исходный материал» в предполагаемой последовательности изменяется до конечного продукта. Необходимы дополнительные исследования, чтобы можно было с уверенностью ответить на все поставленные выше вопросы.

На основании работ Рейнольдс (Reynolds, 1946, 1947), Холмса и Рейнольдс (Holmes, Reynolds, 1947), Лападю-Арга (Lapadu-Hargués, 1945) и др., можно установить, что геохимические исследования выявляют все же в этом процессе две группы явлений:

- а) гранитизацию при повышении содержания Na, Ca, Si;
- б) базификацию при повышении содержания Al, Mg, Fe, K, Ti, P и Mn.

Многие авторы объясняют эти данные предположением, что горные породы находятся под воздействием двух геохимических фронтов: фронта гранитизации и возбуждаемого им фронта базификации. Оба фронта принципиально связаны между собой тем, что привнесенные ионы фронта гранитизации путем двойного обмена высвобождают ионы фронта базификации, которые, следуя перепаду РТ, идут впереди фронта гранитизации. Согласно представлениям названных авторов, следствием этих процессов является образование краев пегматоидных шпир, относительно обогащенных цветными минералами, а также образование кингцитовых пород и т. д.

Основным в этой точке зрения является не столько представление о том, что эти миграции элементов («эманации») происходят благодаря диффузии ионов в

межгранулярной пленке, сколько то, что темные, богатые цветными минералами породы рассматриваются не как остаточные продукты процесса мобилизации (как это представлено на фиг. 5), а как избыточное вещество, которое из-за своей более высокой подвижности обогащает породы, расположенные перед более медленно перемещающимся фронтом гранитизации. Теория анатектической мобилизации рассматривает эти основные породы как немобилизованные остатки и соответственно предполагает, что массы такого состава должны присутствовать на глубине, где они остаются после миграции вверх кислых компонентов (кварца и полевых шпатов). В разд. 4 мы убедились, и следует открыто признаться в этом, что для глубоко залегающих гранитных массивов невозможно выявить зоны базификации. Однако во вскрытых очень глубинных зонах земной коры присутствие чарнокитовых и кинцигитовых пород является несомненным указанием на то, что здесь, возможно, залегают искомые основные реликтовые породы, обедненные водой и щелочами. Поэтому предположение о возможном присутствии таких пород в верхних частях симы остается в силе.

Против теории «фронтов базификации» выдвинуто большое количество возражений. Некоторые авторы [пожалуй, наиболее характерен Рамберг (Ramberg, 1952) — представитель теории метасоматической гранитизации] справедливо обращают внимание на то, что элементы «фронта базификации» являются, очевидно, менее подвижными, чем элементы кислого фронта, что вытекает из многих петрографических особенностей. Следовательно, они скорее склонны сохраняться в остаточной породе, а не являться авангардом миграционного процесса, как это предполагает Рейнольдс. В работе одного автора, поддерживающего воззрения Рамберга (Woodard, 1957), вопрос о включениях в гранитах решался, в сущности, при использовании реакционного принципа Боуэна. Однако при этом система даже в первом приближении не рассматривалась как замкнутая. Этот автор считает, что система является открытой, т. е. обладает избыточными компонентами, стремящимися удалиться из нее. Такую же точку зрения при использовании аналогичных аргументов ранее защищал Эскола. Он отмечал, что поскольку при гранитизации

любая горная порода в конечном счете превращается в гранит, постольку можно заключить, что привнесенные материалы должны обладать гранитным составом и находиться в избытке. Нетрудно, следовательно, убедиться в том, что между воззрениями магматистов и трансформистов едва ли существуют разногласия, касающиеся баланса вещества при процессе гранитизации в высокотемпературных условиях.

В то же время П. Ниггли (P. Niggli, 1950, 1951) показал, что близкие к поверхности (таким образом, низкотемпературные) области гранитизации обычно следует рассматривать как замкнутые системы. Опираясь на серию анализов, он установил, что в зоне контакта гранитов не наблюдается увеличения фемических элементов, а, скорее, существует постоянный баланс вещества при наличии, однако, его внутренних перемещений. Джаплин (Joplin, 1952) при изучении серии образцов регионально-метаморфизованных пород не обнаружила ясно распознаваемого фронта базификации. В диаграммах Рейнольдс (см. выше) хотя и удается отчетливо наблюдать более высокую основность соответствующих пород, цифровые данные анализов все же весьма пестры. Поэтому правильнее рассматривать эти породы как остатки гетерогенного осадочного комплекса, из которого удалены однородные гранитоидные мобилизаты.

Весьма различно при этом поведение отдельных элементов. Так, калий иногда в виде скоплений биотита концентрируется в пределах «фронта базификации» (Jung, 1955), а иногда в пределах «кислого фронта» в виде скоплений калиевого полевого шпата (Backlund, 1953). Главным в развитии различных стадий гранитизации, очевидно, являются условия стабильности минералов при определенных величинах давления и температуры в земной коре. Геохимическое распределение элементов в земной коре необходимо обсуждать только при учете этих условий.

Следовательно, процессы трансформизма и реоморфизма, явления кислого фронта и фронта базификации, по-видимому, можно будет полностью объяснить, лишь учитывая в комплексе кристаллохимические, геохимические и петрологические данные. Этот комплекс знаний уже широко применяется для объяснения явлений магматической кристаллизации. В будущем особое внимание

следует уделить систематическому изучению условий устойчивости минералов, учитывая прежде всего их образование в результате реакций в твердом состоянии (Bugge, 1945; Ramberg, 1948, 1953, 1955c; Verhoogen, 1949 — замечания по работе Рамберга; Brewer, 1951; Devore, 1957).

9. ОБЩАЯ СВОДКА И РЕЗУЛЬТАТЫ

Обзор современных взглядов на проблему гранитов по трудам, опубликованным за последние десять лет, приводит к мысли, что эпиграфы к настоящей работе вполне отражают существующее положение. С удовлетворением можно отметить явное сближение различных мнений, причем в основном по кардинальным вопросам. Ниже эти основные вопросы будут рассмотрены более детально. Естественно, что здесь нет необходимости давать развернутое обоснование всех взглядов, как это было сделано в предшествующих главах. Нет также необходимости отдельно рассматривать теории, отличающиеся друг от друга лишь деталями, так как задача состоит в том, чтобы выявить общее в различных взглядах на данную проблему.

Наиболее важным, общепризнанным итогом является то, что все теории, очевидно, содержат зерно истины и что, следовательно, существуют различные пути образования гранитов, которые реализуются в природе в зависимости от тех или иных местных условий. Граниты различного происхождения выделяются на основании петрографо-геохимических признаков. Петрографическое понятие «граниты», и это очень важно, является весьма широким и охватывает также такие разновидности, которые следовало бы отнести уже к иным генетическим группам горных пород. Для избежания чисто номенклатурных трудностей гранитные и гранитоподобные породы в дальнейшем изложении объединены под общим названием «гранитоидов».

Среди всех возможных путей образования гранитоидных пород можно выделить три:

- 1) магматическое происхождение;
- 2) образование в результате выборочной мобилизации;

3) метасоматическое происхождение.

Внутри этих групп могут быть опять-таки выделены многочисленные подгруппы и переходы. Однако основной задачей является выделение этих трех главных групп.

Разрешение этой задачи, т. е. сбор доказательств в пользу того или иного способа происхождения, возможно двумя путями, а именно: путем экспериментального синтеза и петрографо-геохимического анализа. В обоих направлениях за истекшие десять лет были сделаны значительные успехи, которые детально рассмотрены в предыдущих разделах, в особенности в разд. 1 и 4. На основании критического анализа этих исследований можно сделать вывод, что в целом удалось получить довольно стройную картину процесса гранитообразования. Однако, несмотря на достигнутые успехи, отдельные моменты этого процесса изучены все еще очень плохо или даже совсем не освещены.

Американские ученые — сторонники гипотезы о магматическом образовании гранитов (Боуэн, Таттл, Йодер, Рой) — проделали многочисленные эксперименты, в результате которых был детально изучен порядок кристаллизации гранитной системы при падении температуры. Установленный порядок кристаллизации был подтвержден данными количественно-петрографических исследований природных гранитов (Чейз). Было показано, что группа «идеальных гранитов» точно попадает в экспериментально установленную область минимальных точек плавления (Фишер).

На основании исследования формы, структуры и состава некоторых минералов была определена температура образования последних, а следовательно, и температура образования породы («геологический термометр» — по Баддингтону, Кейту и Таттлу, Розенквисту). Эти исследования привели к выводу, что образование «семейства глубинных пород» (габбро — диорит — гранит) происходит при температурах примерно между 1100 и 600°.

Опираясь на экспериментальные данные, можно, следовательно, сделать заключение, что эта группа пород кристаллизовалась (по крайней мере частично) из расплавленно-жидкой фазы, т. е. из магмы.

В то же время многочисленные петрографические и геохимические наблюдения свидетельствуют, что минеральный состав большинства гранитов обязан своим современным обликом формированию при температурах, частично расположенных значительно ниже 600° (Барт, Рамберг, Рейнольдс, Перрен и Рубо). Следует предполагать, что при неуклонном падении температуры непосредственно после главной магматической стадии образования гранитов имеет место стадия перекристаллизации в пегматитово-гидротермальных условиях, после чего порода приобретает свой современный облик (Дрешер-Каден, Эрдманнсдорфер). Эту фазу развития проходили все граниты — независимо от их генезиса, — если они достаточно долго находились в низкотемпературных условиях. Таким образом, устанавливается, что при образовании граниты проходят постмагматическую гидротермальную стадию. Значительные отклонения от теоретической схемы Боуна — Розенбуша о последовательности магматической кристаллизации, которые наблюдаются в гранитах, обусловлены преобразованиями, происходящими в ходе постмагматической стадии. Поэтому совершенно логично сравнивать структуру многих гранитов с соответствующими метаморфическими структурами, которые формировались при таких же условиях давления и температуры. Нельзя только забывать, что граниты предварительно пережили магматическую стадию формирования.

Все авторы допускают существование гранитных расплавов по крайней мере в верхних слоях земной коры (эффузии магм гранитного или гранит-аплитового состава в виде риолитовых лав, образование эффузивных пород со стекловатой или плотной основной массой). Однако не ясно, существуют ли на глубинах порядка 5—10 км (предполагаемые глубины образования гранитов) гранитные магматические тела.

Можно считать доказанным соответствующими экспериментами, что в породах гранитного состава при достаточном содержании H_2O (по крайней мере около 0,5%) и при температурах от 640° и выше (и 4000 атм давления H_2O) возникают первые явления плавления. Образование анатектического расплава может, следовательно, произойти на глубинах (в зависимости от гради-

ентов температуры) примерно 10—20 км (Таттл). Для фторсодержащих гранитных систем (при 5—6 тыс. атм давления H_2O) эта температура еще ниже и примерно соответствует $550^\circ C$ (Tuttle, Wyllie, 1957). По петрографическим данным (например, по образованию кордиерита) устанавливают, что такие температуры, несомненно, существуют в глубинных зонах складчатых областей. Учитывая результаты экспериментальных и петрографических исследований, следует считать, что в глубинах, соответствующих катазоне (примерно в нижней части амфиболитовой зоны Эсколы), происходит образование анатектических мобилизаторов пегматоидного состава.

Образование низкотемпературных гидротермальных мобилизаторов в эпи- и мезозоне (выше амфиболитовой зоны Эсколы) вполне возможно при условии достаточного количества воды. Видимо, к их числу относятся широко распространенные агрегаты: кварц — альбит — хлорит и др. Таким путем могут возникнуть породы, внешне подобные гранитам, но по своим минеральным ассоциациям принадлежащие фации зеленых сланцев или эпидот-амфиболитовой фации. Поэтому эти породы, строго говоря, не должны причисляться к группе гранитов. Данный процесс принципиально близок к постмагматическому гидротермальному процессу, который отмечается при образовании гранитов магматического происхождения. Его, разумеется, следует отличать также от метаморфических изменений, происходящих в эпизоне и ведущих к образованию высокотемпературных мобилизаторов.

Представление о существовании выборочной мобилизации основывается на петрографических и геохимических наблюдениях. Особенно хорошим примером такого рода являются случаи, когда мобилизованные компоненты (лейкосом: кварц + полевой шпат) еще находятся в непосредственном соседстве с немобилизованными остатками (меланосом: биотит, роговая обманка). В этих случаях удается количественно проанализировать оба компонента реакции, для того чтобы установить, не могли ли они возникнуть путем простого обособления из материнской породы (паласом), также еще встречающейся здесь. При этом, естественно, весьма вероятно отжатие подвижного материала. Чем более высокотемпературна

мобилизация (гранитоидные мобилизаты), тем сильнее порода деформирована (птигматитовые складки, диктионитовые и небулитовые текстуры).

Приводились различные доказательства того, что эти мобилизаты не могли возникнуть в результате «активного внедрения» магматического расплава (Перрен и Рубо, Рамберг). Эти заслуживающие внимания соображения отчасти напоминают аргументы, приводимые для обоснования гипотезы о «ненасильственном выполнении пространства» гидротермальными рудными и минеральными жилами. В пользу этих соображений свидетельствуют следующие факты: 1) «парящие» включения вмещающих пород, 2) узкие перегородки, 3) продолжение структур вмещающих пород в жиле, 4) диффузные краевые зоны. Поэтому в качестве рабочей гипотезы можно принять принцип Гулина (последовательное раскрытие трещин с одновременным их выполнением и следующей затем кристаллизацией).

Часть проведенных наблюдений говорит за то, что некоторые пегматоидные мобилизаты при главном акте их деформации были уже в твердом состоянии (их компетентное поведение в отличие от некомпетентного окружающих пород; образование «структур раздувов и пережимов»). Петрографические данные говорят о многоактности процесса, т. е. о кристаллизации мобилизата до деформации (и о возможной более поздней новой деформации). Источником многих ошибочных взглядов является то, что многоактные процессы рассматриваются как одноактные. Существуют очень серьезные эмпирические данные, говорящие, что при детальном изучении процессов образования глубинных горных пород всегда оказывается, что эти процессы сложнее, чем это предполагалось при предварительном изучении (Wegmann, 1958).

В настоящее время наименее ясна проблема образования гранитов в результате метасоматоза. Известно много примеров, ранее отрицавшихся, в которых принципиально доказан подобный процесс. Это прежде всего относится к так называемой фельдшпатизации пород негранитного состава, в результате которой породы приобретают гранитоидный характер. Можно ли называть гранитными в строгом смысле этого слова такие породы, в которых зачастую распознается их прежнее осадочное

происхождение, является вопросом номенклатуры. Как правило, в таких породах макро- и микроструктуры отчетливо отражают влияние процессов метасоматоза. Если этого не наблюдается, то отнесение таких пород к метасоматическим гранитам недостоверно.

При определенных условиях, однако, наблюдается конвергенция, так как метасоматические фельдшпатизированные породы первично осадочного происхождения по минеральному составу и структурам могут быть очень сходны с гранитами магматического происхождения, фельдшпатизированными во время пост- или позднемагматических стадий. Этот факт нередко даже расценивается как доказательство того, что все граниты подобного типа являются метаморфическими. Это заключение, как было показано выше, неправильно. Если невозможно «распознать результаты последнего акта процесса» (согласно современному уровню знаний), то вовсе не следует делать вывода о процессе в целом.

К сожалению, вопросы метасоматического образования гранитов до сих пор хуже всего изучены экспериментально. Выше, в разд. 3б, стр. 45, было показано, что процессы метасоматоза и связанные с ними явления привноса и выноса вещества, способного к миграции путем диффузии, еще очень мало достоверны, поскольку нет данных о поведении порообразующих силикатов в подобных условиях. Согласно современному состоянию экспериментальных данных, весьма вероятно, что внутрикристаллическая диффузия не является причиной миграции вещества на значительные расстояния даже в случае ее большой (соответствующей по времени геологическим эпохам) продолжительности. Межкристаллическая же диффузия, распространяющаяся на значительно большие расстояния, способна объяснить явления миграции в наблюдаемых масштабах. Игруют ли при этом существенную роль вода и другие легколетучие компоненты, выяснено пока не окончательно. На основании опытов Йодера и критического их обсуждения (Барт, Эскола) сделано предположение, что даже весьма небольшие количества H_2O имеют важное, возможно даже, решающее значение в этом процессе. Существуют достаточно веские основания предполагать, что баланс H_2O при региональном метаморфизме и гранитизации играет гораздо более важную роль, чем температурный

режим. Тем самым изменяется всегда считавшаяся несколько неудовлетворительной концепция, признающая температуру главным фактором метаморфически-анатектических преобразований. Значительно правдоподобнее концепция, учитывающая зависимость этих процессов от температуры и баланса H_2O .

В настоящее время следует рассматривать все граниты разного способа образования как единый генетический комплекс. Для пространственного восприятия необходимо расчленить земную кору на определенные зоны глубинности, или, вернее, зоны интенсивности метаморфизма. Наилучшим принципом для такой классификации остается пока подразделение по принципу минеральных фаций Эскола. Отсюда следует, что при расчленении областей магматизма и метаморфизма необходимо проводить параллелизацию магматических и метаморфических фаций с выявлением отличительных признаков, т. е. так, как это неоднократно предлагал Шейманн. При этом группа гранитных пород разбивается на подгруппы, состоящие из пород, однотипных по своим минеральным парагенезисам и структурным особенностям, т. е. принадлежащих одной и той же фации (незначительные проявления более древних, унаследованных реликтовых фаций и наложенных более молодых фаций не учитываются).

В настоящее время уже существуют хорошие работы, выполненные с учетом этих предпосылок. В них делаются попытки расчленения гранитоидов по глубинности их образования. Эти работы дают возможность по-новому рассмотреть некоторые явления. Так, для некоторых гранитоидов отчетливо выявляется связь с вмещающими породами не только по их химизму, но и по характеру минеральных фаций (Рамберг). Одинаковые в принципе условия формирования как гранитоидов, так и вмещающих пород доказывают, что в данном случае исключается быстрая интрузия в пространство, чуждое гранитам по своим физико-химическим условиям. Однако при точных исследованиях и подсчете количества подвижных и неподвижных компонентов обычно обнаруживаются отчетливые, хотя и небольшие различия в минеральных фациях и структурных особенностях гранитоидов и вмещающих пород. Сильная деформированность мобилизованных компонентов (мигма, мигматиты)

нередко затрудняет такие детальные исследования. Особенно трудны они при изучении крупных гранитоидных тел. Изучение небольших участков, где проявляется начальная стадия мобилизации (образование гранитов «*in statu nascendi*»), часто дает лучшие результаты.

Интересны результаты исследования великолепных обнажений восточной и западной Гренландии. Галлер, изучая в восточной Гренландии прекрасно обнаженные вертикальные разрезы высотой до 2000 м, обнаружил сложные куполовидные, складчатые и покровно-складчатые структуры. В горизонтальном сечении эти структуры иногда представляют собой тектонически и петрогенетически сложное концентрическое тело [«луковичная» структура (Эскола, Миш)]. Чем глубже исследованный разрез, тем спокойнее становится структура. Так, Ное-Нюгорд установил, что вихревые (турбулентные) структуры преобладают преимущественно в области гранитизированных пород амфиболитовой зоны, тогда как в залегающей под ней гранулитовой зоне развиты более спокойные формы, очевидно в меньшей степени связанные с гранитоидной мобилизацией. Гранулитовая зона, по мнению автора, представляет собой дегранитизированный остаток по отношению к гранитизированной амфиболитовой зоне. Главное движение масс гранитных компонентов происходит, следовательно, в средней зоне той части сиалической оболочки, которая доступна исследованию. В верхних зонах этой оболочки преобладают диапироподобные интрузии жидкой фазы; в глубинных зонах — дифференциальные перемещения в межгранулярной пленке (Вегманн).

Основание крупных гранитных массивов («подошва» батолитов и массивов гранитизированных пород), которое так долго было предметом дискуссии, представляет собой в принципе зону дегранитизации (не всегда четко выявленную), которая сложена породами, самыми глубинными из выходящих на поверхность, а именно (основными) гранулитами и чарнокитами. Эти гиперстенсодержащие фации («мангеритовые фации» П. Мишо) представляют собой (так пока можно предполагать) самый глубокий этаж, залегающий под крупными гранитными плутонами. Эти породы отличаются бедностью H_2O («сухие» фации). Поэтому пегматоидные и гранитоидные мобилизаты в них значительно менее распро-

странены. В них меньше и интрузий гранитов, чем в фациях, расположенных выше (причины этого излагались выше).

На основе всего изложенного можно предположить следующее трехчленное деление сиалической земной коры.

1. Верхняя зона: осадочные и метаморфические породы с локальным развитием магматических интрузий.
2. Средняя зона: метаморфические породы с пегматоидными и гранитоидными мобилизатами и с большим количеством магматических интрузий.
3. Нижняя зона: высокометаморфические породы гранулит-чарнокитовой фации, а также гранитизированные и дегранитизированные породы.

Напрашивается мысль сопоставить эту или подобную схему петрогенетического расчленения сиалической зоны земной коры со схемами расчленения зоны гранитоидного сиала, базирующимися на геофизических данных. Однако эти соотношения известны пока лишь в общих чертах и здесь не обсуждались.

Наряду с проблемой пространственного расчленения большое внимание уделялось вопросу времени образования гранитов внутри орогенического цикла. Представления о времени развития магматизма в орогене основываются на схеме Штилле. Из четырех выделенных им этапов развития магматизма только два средних — синорогенный и следующий вслед за ним субсеквентный (позднеорогенный) — связываются с образованием гранитных горных пород. Связь магматизма и орогенеза разработана Штилле (Stille, 1952, 1955)¹ с позиций геотектоники. Синорогенная магма образуется, по его мнению, вследствие «палингенеза опускания» в основании более или менее вертикально погружающихся сиалических масс или вследствие «палингенеза поддвига» (при наклонных поддвигах крупных массивов сиала под другие блоки сиала, происходящих на значительных глубинах). Последнее представление было развито Штилле на примере Карпат, а позднее перенесено на тихоокеанскую

¹ Вопросы связи процессов магматизма с развитием орогенических областей разобраны Г. Штилле и в более ранних работах. Укажем, в частности, «Введение в тектонику Америки» («Einführung in den Bau Amerikas», Berlin, 1940). — *Прим. перев.*

поздние низкотемпературные фазы). Однако оно (это равновесие) достигается не только при магматическом, но и при ином способе образования гранитов. Так как установившееся равновесие во многих случаях, очевидно, не выдерживается до конца, то появляется возможность расчленить груллу «гранитоидов» не только петрографически, но одновременно и генетически. Создание схемы такого расчленения является делом будущего.

Автор не ставил своей задачей «разрешение» проблемы гранитов. Он хотел только показать, как согласуются многочисленные теории с наблюдениями последних десяти лет.

Многие вопросы при этом не рассматривались. Так, были опущены все соотношения между образованием гранитов и образованием рудных месторождений. Это обширная область знаний, которую в беглом и очень кратком обзоре легче запутать, чем разъяснить. Очень кратко были намечены перспективы проблемы, касающиеся геофизических вопросов, и особенно таких, как строение земной коры, ее подразделение на геохимические и геофизические зоны и развитие последних во время орогенических циклов, а также вопрос о происхождении (первоначальном возникновении) гранитных горных пород и всего сиаля.

Эти вопросы, которые уводят в область геогенетических гипотез иногда еще дальше, чем затронутые нами, со своей стороны зависят от ответа на основной вопрос: что такое граниты и как они возникают в земной коре? Настоящая работа является попыткой ответить на этот частный вопрос. Быть может, теперь, когда намечены пути решения этого предварительного вопроса, будет легче приступить к разработке указанных более общих проблем.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Akard M. K., 1956. The Ardara granitic diapir of County Donegal, Ireland. *Quart. J. Geol. Soc.*, **112**, 263—290.
- Alderman A. R., 1948. The genesis of sillimanite and kyanite rocks by alumina metasomatism. *Rep. Internat. Geol. Congr.* III, 125—126.
- Alper A. M., Poldervaart A., 1957. Zircons from the Animas Stock and associated rocks, New Mexico. *Econ. Geol.*, **52**, 952—971.
- Amstutz G. C., 1957. „Granitisation“ und Minerallagerstätten. *N. Jb. Miner., Mh.*, 1—12. (Имеется русский перевод: Амштутц Г. К., «Гранитизация» и минералообразование. *Новости зарубежной геологии*. Вып. 17, стр. 47—59, 1959).
- Anderson A. L., 1948. Tungsten mineralization at the Ima Mine, Idaho. *Econ. Geol.*, **43**, 181—206.
- Andreatta C., 1954. Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tektonischen Metamorphose. *N. J. Miner., Mh.*, 1/2, 2—17.
- Angel F., Staber R., 1952. Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. *Wiss. Alpenvereinsh.*, Nr. 13.
- Backlund H., 1937. Die Umgrenzung der Svekofenniden. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, **27**, 219—269.
- Backlund H. G., 1953. The granitization problem. *Instituto "Lucas Mallada", Estend. geol.*, **17**, 71—112.
- Balk R., 1947. Salt-dome structure. *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, **31**, 1297—1299.
- Balk R., 1949. Structure of Grand saline salt dome, Van Zandt County, Texas. *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, **33**, 1791—1829.
- Barth T. F. W., 1951. The feldspar geologic thermometers. *N. Jb. Miner.*, **82**, 143—154.
- Barth T. F. W., 1952. *Theoretical petrology*. London—New York. (Имеется русский перевод: Барт Т., *Теоретическая петрология*, Изд-во иностранной литературы, М., 1956.)
- Barth T. F. W., 1955. *Température de formation de certains granites précambriens de Norvège méridionale*. *Sciences de la Terre*, Nancy, 119—129.
- Barth T. F. W., 1956. *Studies in gneiss and granite*. *Skr. Norske Vidensk.-Akad. Oslo, I. Mat.-Nat. Kl.*, Nr. 1, 1—35.
- Barth T. F. W., 1957. Temperature relations of the mineral facies of metamorphic rocks. *J. Madras Univ.*, B, **27**, 37—48.

- Bearth P., 1952 Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 96, 1—94.
- Bearth P., 1952. Der Plutonismus der Faltengebirge. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Nr. 2, 7—10.
- Bederke E., 1953. Regionalmetamorphose und Granitaufstieg. Geol. Rdsch., 41, 33—40.
- Bederke E., 1956., Die Granitregenerationen des Riesengebirges. Ein Beitrag zur Frage der Regeneration von Graniten und Erzlagerstätten. Geotekt. Symposium zu Ehren v. H. Stille, 349—359.
- Bemmelen R. W., van, 1949. Origin of the Igneous Rocks of Indonesia. The Geol. of Indonesia, Gov. Print. Off. The Hague, 232—256.
- Bemmelen R. W., van, 1955. Quelques remarques sur les fronts basiques. Sc. de la Terre, Nancy, 311—312.
- Beyer M., 1954. Berggrunden inom Leptitområdet mellan Harg och Hargshamm i Norra Uppland. Geol. Fören. Förh., 76, 183—214.
- Biljon S., van, 1955. L'origine des structures rubanées dans la partie basique du complexe du Bushveld. Sci. de la Terre, Nancy, 131—150.
- Birch F., 1955. Physics of the Crust. In Poldervaart: The Crust of the Earth, 101—118.
- Bott M. H. P., 1956. A geophysical study of the granite problem. Quart. J. Geol. Soc., 112, 45—67.
- Bott M. H. P., 1947. Magmas. Bull. Geol. Soc. Amer., 58, 263—280.
- Bowen N. L., 1948. The granite problem and the method of multiple prejudice. Geol. Soc. Amer. Memoir, 28, 79—90. (Имеется русский перевод: Боуэн П., Гранитная проблема и метод многократных предубеждений, в книге «Проблема образования гранитов», Изд-во иностранной литературы, М., 1950.)
- Bowen N. L., 1950. The making of a magmatist. Amer. Miner., 35, 651—658.
- Bowen N. L., 1954. Experiment as an aid to the understanding of the natural world. Proceed. Nat. Sci., 106, 1—12.
- Bowen N. L., Tuttle O. F., 1950. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O . J. Geol., 58, 489—511. (Имеется русский перевод: Боуэн Н., Таттл О., Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O , в книге «Полевые шпаты». Сборник I. Изд-во иностранной литературы, М., 1952.)
- Bowes D. R., 1953. The transformation of tillite by migmatization at Mount Fitton, South Australia. Quart. J. Geol. Soc. London, 109, 455—481.
- Brewer L., 1951. The equilibrium distribution of the elements in the earth's gravitational field. J. Geol., 59, 490—497.
- Buddington A. F., Fahey J., Vlisidis A., 1955. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. Amer. J. Sci., 253, 497—532.
- Bugge J. A. V., 1945. The geological importance of the diffusion in the solid state. Avh. Mith. Norsk. Videns. Akad. Oslo, 1, Math. nat. Kl., 1—59.
- Burke K., 1957. An outline of the structure of the Galway granite. Geol. Mag., 94, 452—464.

- Burri C., 1956. Optische Charakterisierung von zwischen Hoch- und Tieftemperaturformen gelegenen Übergangsstadien bei Plagioklassen. *Z. Krist.*, **108**, 15—43.
- Chadwick R. A., 1958. Mechanism of pegmatite replacement. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **69**, 803—836.
- Chao E. C. T., 1951. Granitization and basification by diffusion. *Norsk. Geol. T.*, **29**, 84—107.
- Chapman C. A., 1950. Quartz veins formed by metamorphic differentiation of aluminous schists. *Amer. Miner.*, **35**, 693—710.
- Chayes F., 1950a. Composition of some New England granites. *Trans. New York Akad. Sci.*, **12**, Ser. 2, Nr. 5, 144—151.
- Chayes F., 1950b. Composition of the granites of Westerly and Bradford, Rhode Island. *Amer. J. Sci.*, **248**, 378—407.
- Chayes F., 1952a. The finer-grained calcalkaline granites of New England. *J. Geol.*, **60**, 207—254.
- Chayes F., 1956. Petrographic Modal Analysis.
- Chinner G. A., Sando M., White A. J. R., 1956. On the supposed transformation of tillite to granite at Mount Fitton, South Australia. *Geol. Mag.*, **93**, 18—24.
- Cloos E., 1947. Tectonic transport and fabric in a Maryland granite. *C. R. Soc. géol. Finlande*. Nr. 20, 1—14.
- Cloos E., 1954. Fabric at granodiorite-schist contact, Bear Island, Maryland. *Tscherm. Miner. Petr. Mitt.*, **4**, 81—89. (Имеется русский перевод: Клоос Э., Структура контакта гранодиоритов с кристаллическими сланцами на Медвеьем острове, Мэриленд, В книге «Вопросы структурной геологии», Изд-во иностранной литературы, М., 1958.)
- Compton R. R., 1955. Trondhjemite batholith near Bidwell Bar, California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **66**, 9—44.
- Coobs H. A., 1950. Granitization of the Swauk Arkose near Wenatche, Washington. *Amer. J. Sci.*, **248**, 369—378.
- Daly R. A., 1949. Granite and metasomatism. *Amer. J. Sci.*, **247**, 753—778.
- Demay A., 1955. Sur les conditions physique des déplacements de matière et des cristallisations qui aboutinent à la formation d'un massif granitique. *Sci. de la terre*, Nancy, 249—272.
- Drescher-Kaden F. K., 1948. Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. *Miner. u. Petrogr. in Einzeldarst.*, **1**, 1—259.
- Eckelmann F. D., Kulp J. L., 1956. The sedimentary origin and stratigraphic equivalence of the so-called Cranberry and Henderson granites in western North Carolina. *Amer. J. Sci.*, **254**, 288—315.
- Eckelmann F. D., Poldervaart A., 1957. Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **68**, 1225—1261.
- Edelman N., 1949. On the water content of rocks. *Bull. Comm. géol. Finlande*, **25**, 141—146.
- Engel A. E. J., Engel C. G., 1958. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, Northwest Adirondack Mountains, New York. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **69**, 1369—1413.

- Erdmannsdörffer O. H., 1947. Metasomatische Vorgänge bei der Granitbildung. Fortschr. Miner., 26, 61—64.
- Erdmannsdörffer O. H., 1948. Aus dem Grenzgebiet magmatisch—metamorph. Z. Dt. Geol. Ges., 100, 204—212.
- Erdmannsdörffer O. H., 1949. Die Rolle der Endoblastese im Granit. Fortschr. Miner., 28, 22—25.
- Erdmannsdörffer O. H., 1950. Die Entwicklung und jetzige Stellung des Granitproblems. Heidelb. Beitr. Miner. Petr., 2, 334—377.
- Eskola P., 1948. The problem of mantled gneiss domes. Quart. J. Geol. Soc., 104, 461—476.
- Eskola P., 1948. The nature of metasomatism in the processes of granitization. Internat. Geol. Congr., III, 1—9.
- Eskola P., 1952. A discussion of domes and granites and ores. C. R. Soc. géol. Finlande, 25, 125—144.
- Eskola P., 1954. A proposal for the presentation of rock analyses in ionic percentage. Ann. acad. sci. fenn., Ser. A, III, 38, 3—15.
- Eskola P., 1955. About the granite problem and some masters of the study of granite. C. R. Soc. géol. Finlande, 28, 117—130.
- Eskola P., 1956. Postmagmatic potash metasomatism of granite. S. R. Soc. géol. Finlande, Nr. 29, 85—100.
- Eskola P., 1957. On the mineral facies of charnockites. J. Madras Univ., 27, 101—119.
- Exner C., 1951. Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen bei Badgastein. Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 2, 355—374.
- Euler R., Hellner E., 1958. Über hydrothermale Untersuchungen in Druckbomben mit Temperaturgefälle. Geoch. et cosmochim. Acta, 13, 220—221.
- Euler R., Hellner E., 1951. Erscheinungen der Granitisation in den Hohen Tauern, besonders im Raume Badgastein. Tscherm. Miner. Petr. Mitt., Bd 3, H. 2, 81—83.
- Euler R., Hellner E., 1953. Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern. Radex-Rdsch., H. 7/8, 417—433.
- Fischer G., 1951. Granit und Sial. Geol. Rdsch., 39, 32—77.
- Fischer G., 1957. Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz. Aufschluß, 6. Sonderh., 7—26.
- Fischer G., 1957. Die Unterkruste vom Standpunkt des Petrographen. Geol. Rdsch., 46, 130—136.
- Fourmarier P., 1950. Principes de géologie. Verl. Masson, Paris.
- Frasl G., 1954. Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrg Granite, Porphyrgnitgneise und Augengneise. Österreichs. Jb. Geol. Bundesanst., 97, 71—131.
- Friedman J. J., 1949. A proposed method for the measurement of geologic temperatures. J. Geol., 57, 618—619.
- Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J., 1958. Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. Amer. Mem., 73, 259 (Книга готовится к изданию в русском переводе).

- Gaertner H. R. v., 1951. Über die Alkali-Quelle der Granitisation, *Z. Dt. Geol. Ges.*, **103**, 7—8.
- Gavelin S., 1955. Sulphide mineralization in the Skellefte district, Northern Sweden, and its relation to regional granitization. *Econ. Geol.*, **50**, Nr. 8, 814—831. (Имеется русский перевод: Гавелин С., Связь между сульфидным оруденением и образованием гранитов в районе Шелефтео, Северная Швеция, в книге «Рудные регенерированные месторождения», Изд-во иностранной литературы, М., 1957.)
- Gilluly J. u. a., 1948. Origin of Granite. *Conf. Meet. Geol. Soc. Amer., Ottawa*, 139S.
- Gindy A. R., 1952. The plutonic history of the district around Tra-
wenagh Bay, Co. Donegal. *Quart. J.*, **108**, 377—411.
- Goldsmith J. R., 1952. Diffusion in plagioclase feldspars. *J. Geol.*, **60**, 288—291.
- Goodspeed G. E., 1948. Xenoliths and skialiths. *Amer. J. Sci.*, **246**, 515—525.
- Goodspeed G. E., 1953. Rheomorphic breccias. *Amer. J. Sci.*, **251**, 453—469.
- Goodspeed G. E., 1955. Relict dikes and relict pseudodikes. *Amer. J. Sci.*, **253**, 146—161.
- Gorai M., 1950. Proposal of tmin method of plagioclase for the study of granite problems. *J. Geol. Soc. Japan*, **56**, 149—156.
- Goranson R. W., 1936. Silicate-water system: The solubility of water in albite melts. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **17**, 257—259.
- Goranson R. W., 1937. Silicate-water systems: The osmotic pressure of silicate melts. *Amer. Miner.*, **22**, 485—490.
- Green J., Poldervaart A., 1958. Petrochemical fields and trends. *Geoch. Cosmochim. Acta*, **13**, 87—122.
- Griggs D. T., Kennedy G. C., 1956. A simple apparatus for high pressures and temperatures. *Amer. J. Sci.*, **254**, 722—735.
- Guimarães D., 1949. Geoquimismo Magmatico e origen dos Batolitos Graniticos. Estado de Minas Gerais, *Inst. de Tech. Industr., Bol.* **9**, 1—122.
- Günthert A., 1954. Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin). *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **34**, 1—159.
- Härme M., 1958. Examples of the granitization of plutonic rocks. *Compt. Rend. Soc. géol. Finlande*, **30**, 45—64.
- Härme M., Laitala M., 1955. An example of granitization. *Compt. Rend. Soc. géol. Finlande*, **28**, 95—99.
- Haller J. Der "Zentrale Metamorphe Komplex" von Nordost-Grönland. *Medd. om Groenland*. I. **73**, 1955, 1—17. II, **154**, 1956, 1—27. III. **154**, 1958, 1—153.
- Haller J., 1956. Probleme der Tiefentektonik, Bauformen im Migmatit-Stockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden. *Geol. Rdsch.*, **45**, H. 2, 159—167.
- Harry W. T., 1953. The composite granite gneiss of western Ardgour, Argyll. *Quart. J. Geol. Soc. London*, **109**, 285—310.
- Heier K., 1955. The formation of feldspar perthites in highly metamorphic gneisses. *Norsk. geol.*, **35**, 87—91.

- Heier K., 1957. Phase relations of potash feldspar in metamorphism. *J. Geol.*, **65**, 468 bis 479.
- Hellner E., Euler R., 1957. Hydrothermale und röntgenographische Untersuchungen an gesteinsbildenden Mineralen I. Über ein geologisches Thermometer auf Grund von Untersuchungen an Biotiten. *Geoch. cosmoch. Acta*, **12**, 47—56.
- Hietanen A., 1947. Archean geology of the Turku-District in southwestern Finland. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **58**, 1019—1084.
- Hietanen A., 1954. On the geochemistry of metamorphism. *Journ. of the Tennessee Acad. Soc.* Vol. 29, Nr. 4, 286—296.
- Hoernes D., 1948. Petrogenese im Grundgebirge des Südschwarzwaldes. *Heidelb. Beitr. Miner. Petr.*, **1**, 121—202.
- Holmes A., Reynolds D. L., 1947. A front of metasomatic metamorphism in the Dalradian of Co. Donegal. *C. R. Soc. géol. Finlande*, **20**, 25—65.
- Ingerson E., 1955. Geologic thermometry. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **62**, 465 bis 488. (Имеется русский перевод: Ингерсон Э., Геологическая термометрия, в книге «Земная кора», Изд-во иностранной литературы, М., 1957.)
- Ingerson E., 1955. Methods and problems of geologic thermometry. *Econ. Geol.*, **50**, 341—410. (Имеется русский перевод: Ингерсон Э., Методы и проблемы геологической термометрии, в книге «Проблемы рудных месторождений», Изд-во иностранной литературы, М., 1958.)
- Jagitsch R., Olsson M. G., 1954. Geologische Diffusion in kristallisierten Phasen. *Proc. Internat. Symp. React. Sol. Gotenburg*, **1**, 463—470.
- Jahns R. H., Burnham C. W., 1957. Preliminary results from experimental melting and crystallization of Harding, New Mexico, Pegmatite. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **68**, 1751—1752.
- Jahns R. H., Burnham C. W., 1958. Experimental studies of pegmatite genesis: melting and crystallization of granite and pegmatite. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **69**, Vortragsref. 40/41 und 88/89.
- Jensen M. L., 1952. Solid diffusion of radioactive sodium in perthite. *Amer. J. Sci.*, **250**, 808—821.
- Joplin G. A., 1952. The granitization process and this limitations as exemplified in certain parts of New South Wales. *Geol. Mag.*, **89**, 25—38.
- Jung J., 1949. Les gneiss ocellés de Bort-les-Orgues (Corrèze). *Ann. Hébert et Haug.*, **7**, 223—238.
- Jung J., 1955. Contribution à l'étude du monde de formation de la Durbachite de Sainte Croixaux-Mines. *Sci. de la Terre. Nancy*, 77—86.
- Jung J., Roques M., 1952. Introduction a l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Nr. 235, 50.
- Karl F., 1954. Über Hoch- und Tieftemperaturoptik von Plagioklasen und deren petrographische Auswertung am Beispiel einiger alpiner Ergußgesteine. *Tscherm. Miner. petr. Mitt.*, **4**, 1—4.
- Keith M. L., Tuttle O. F., 1952. Gignificance of variation in the highlow inversion of quartz. *Amer. J. Sci. Bowen-Vol.* 203—252. (Имеется русский перевод: Кейт М., Таттл О., Значение

- вариаций точки превращения кварца, в книге «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования», Изд-во иностранной литературы, М., 1954.)
- Kennedy G. C., 1950. A portion of the system silica-water. *Econ. Geol.*, **45**, 629 bis 653.
- Kennedy G. C., 1955. Some aspects of the role of water in rock melts. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **62**, 489—504. (Имеется русский перевод: Кеннеди Д.ж., О роли воды в магме, в книге «Земная кора», Изд-во иностранной литературы, М., 1957.)
- Ketchian S., Roger J., 1953. Granite et Granitization. Traduction d'Articles Soviétiques. *Ann. du Centre d'Etudes et de Documentation paléontologiques* Nr. 3.
- King B. C., 1948. The form and structural features of aplite and pegmatite dikes... *J. Geol.*, **56**, 459—475.
- Кнопф А., 1957. The Boulder Batholith of Montana. *Amer. J. Sci.*, **255**, 81—103.
- Köhler A., 1941. Die Abhängigkeit der Plagioklas-Optik vom vorangegangenen Wärmeverhalten. (Die Existenz einer Hoch- und Tieftemperaturoptik.). *Miner. Petr. Mitt.*, **53**, 24—49.
- Kullerud G., 1953. The FeS—ZnS system as a geological thermometer. *Norsk. Geol. T.*, **32**, 61—147.
- Kullerud G., Neumann H., 1953. The temperature of granitization in the Rendalsvik area, northern Norway. *Norsk. geol. T.*, **32**, 148—155.
- Laffitte P., 1957. Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson, Paris.
- Lapadu-Hargues P., 1945. Sur l'existence et la nature de l'apport chimie dans certaines séries cristallophylliennes. *Bull. Soc. géol. France*, **5**, 255—310. (Имеется русский перевод: Лападю-Арг П., О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев, в книге «Проблема образования гранитов». Изд-во иностранной литературы, М., 1950.)
- Lapadu-Hargues P., 1955. Remarques sur les variations énergétiques au cours du métamorphisme. *Sci. de la Terre*, Nancy.
- Larsen L. H., Poldervaart A., 1957. Measurement and distribution of zircons in some granitic rocks of magmatic origin. *Miner. Mag.*, **31**, 544—564.
- Laves F., 1952. Phase relations of the alkalifeldspars I. Introduction. II. The stable and pseudostable phase relations in the alkali feldspar system. *J. Geol.*, **60**, 436—574. (Имеется русский перевод: Лавес Ф., Фазовые отношения щелочных полевых шпатов, в книге «Полевые шпаты». Изд-во иностранной литературы, М., 1956.)
- Laves F., 1955. Remarks on a paper by V. Marmo... 1955. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **35**, 296—298.
- Laves F., Goldsmith J. R., 1954. On the use of calcic plagioclases in geologic thermometry. *J. Geol.*, **62**, 405—408.
- Laves F., Goldsmith J. R., 1955. The effect of temperature and composition on the Al—Si-distribution in anorthite. *Z. Krist.*, **106**, 227—235.

- Laves F., Goldsmith J. R., 1956. Crystallization of metastable disordered anorthite at "low temperatures". *Z. Krist.*, **107**, 396—405.
- Leitmeier H., 1955. Die Probleme der Bildung der "Zentralgneise" in den Hohen Tauern usw. *Tscherm. Miner. Petr. Mitt.*, **5**, 303—334.
- Ljunggren P., 1957. Banded gneisses from Gothenburg and their transformations. *Geol. Fören. Förh.*, **79**, 113—132.
- Marmo V., 1955. On the microcline of the granitic rocks of Central Sierra Leone I. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **35**, 155—167.
- Marmo V., 1956. On the emplacement of granites. *Amer. J. Sci.*, **254**, 479—492.
- Marmo V., 1958. The problem of the late-kinetic granites. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **38**, 19—42.
- Martin N. R., 1952. The structure of the massif of Flamanville, Manche, North-West-France. *Quart. J. Geol. Soc.*, **108**, 311—341.
- Mathias M., 1952. An unusual cordierite-rock from Upington, Cape Province. *Miner. Mag.*, **29**, 936—945.
- Matthes S., 1953. Mineralsprossung und Stoffmobilisation während der Metamorphose der Paragneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart... *Fortschr. Miner.*, **32**, 47—51.
- Mehnert K. R., 1951. Zur Frage des Stoffhaushalts anatektischer Gesteine. *N. Jb. Miner., Abh.*, **82**, 155—198.
- Mehnert K. R., 1953. Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tiefen Grundgebirge (ohne Zufuhr). *Geol. Rdsch.*, **42**, 4—11. (Имеется русский перевод: Менерт К., К последовательности мобилизации пород в глубоких частях фундамента (без привноса), в книге «Рудные регенерированные месторождения», Изд-во иностранной литературы, М., 1957.).
- Mehnert K. R., 1957. Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. II. Blastische Umkristallisation des Altbestandes ohne Absonderung mobiler Teile. *N. Jb. Miner.*, **90**, 39—90.
- Mehnert K. E., Willgallis A., 1957. Zum Alkalihaushalt der Granitisation im Schwarzwald an Hand flammenphotometrischer Reihenanalysen. *N. Jb. Miner., Abh.*, **91**, 104—130.
- Michel-Lévy A., 1894. Contribution à l'étude du granite de Flamanville. *Bull. Serv. Carte géol. France*, **5**, 317—332.
- Michot P., 1951, 1952. Essai sur la géologie de la catazone (I/II). *Bull. Acad. Roy. Belgique; Cl. des Sci.*, **37**, 260—276, **38**, 495—500.
- Michot P., 1955. L'anatexie leuconoritique *Bull. Acad. Roy. Belgique Cl. d. Sci.*, **41**, 374—385.
- Michot P., 1956. La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **53**, 19—60.
- Michot P., 1956. Structures tectoniques dans la catazone norvégienne. *Acad. Roy. Belgique; Cl. d. Sci.*, **5**, Ser., **42**, 209—227.
- Michot P., 1957. Phénomènes géologiques dans la catazone profonde. *Geol. Rdsch.*, **46**, 147—173.
- Misch P., 1949a. Metasomatic granitization of batholithic dimensions. Part I. *Amer. J. Sci.*, **247**, 209—245,

- Misch P., 1949b. Metasomatic granitization of batholithic dimensions. Part II. Static granitization in Sheku Area, Northwest Yunnan (China). *Amer. J. Sci.*, **247**, 372—406.
- Misch P., 1949. Metasomatic granitization of batholithic dimensions. III. Relationship of synkinematic and static granitization. *Amer. J. Sci.*, **247**, 673—705.
- Moorhouse W. W., 1956. The paragenesis of accessory minerals. *Econ. Geol.*, **51**, 248—262.
- Morey G. W., Hesselgesser J. M., 1952. The system $H_2O - Na_2O - SiO_2$ at $400^\circ C$. *Amer. J. Sci. Bowen-Vol.* 343—371. (Имеется русский перевод: Мори Дж., Хессельгессер Дж., Система $H_2O - Na_2O - SiO_2$ при температуре 400° , в книге «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования», Изд-во иностранной литературы, М., 1954.)
- Morey G. W., Chen W. T., 1955. The action of hot water on some feldspars. *Amer. Miner.*, **40**, 966—1000.
- Mosebach R., 1955. Die hydrothermale Löslichkeit des Quarzes als heterogenes Gasgleichgewicht. *N. Jb. Miner., Abh.*, **87**, 351—388. (Имеется русский перевод: Мозебах Р., Гидротермальная растворимость кварца с точки зрения гетерогенного газового равновесия, в книге «Термодинамика геохимических процессов», Изд-во иностранной литературы, М., 1960.)
- Nickel E., 1948. Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes. IV. Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefen im westlichen Odenwald. *Heidelb. Beitr. z. Miner. u. Petr.*, **1**, H. 4, 427—470.
- Nickel E., 1953. Texturen zwischen "magmatisch" und "metamorph". *Fortschr. Miner.*, **32**, 78—80.
- Nickel E., 1953. Zur Perthitbildung durch Plagioklasresorption bei Kalifeldspatblastese. *N. Jb. Miner., Mh.*, 246—264.
- Nickel E., 1956. Phasenablauf der Tektogenese im Raume Knoden (Odenwald). *N. Jb. Miner., Abh.*, **89**, 302—366.
- Nieuwenkamp W., 1955. Tableau de théories pétrogénétiques. *Sci. de la Terre, Nancy*, 295—298.
- Nieuwenkamp W., 1956. Géochimie classique et transformiste. *Bull. Soc. Géol. France., Ser. 6, VI*, 407—429.
- Niggli P., 1946. Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leucosyenitgranitischen Magmen und die Anatexis. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **26**, 44—78. (Имеется русский перевод: Ниггли П., Лейкогранитовые, тронджемитовые и лейкосиенито-гранитовые магмы и анатексис, в книге «Проблема образования гранитов», Изд-во иностранной литературы, М., 1950.)
- Niggli P., 1950. Some hornfelses from Saxony and the problem of metamorphic facies. *Amer. Miner.*, **35**, 867—876.
- Niggli P., 1950. Definitionen einiger Begriffe der Petrologie. Unveröffentl. Skriptum zur Tagung der Schweiz. Miner. Ges.
- Niggli P., 1951. Gesteinschemismus und Magmenlehre. *Geol. Rdsch.*, **39**, 8—32.
- Niggli E., 1952. Stéréométrie et mise en place de filons. *Bull. Soc. géol. France*, **6**, Ser. 2, 215—223.
- Niggli E., 1952. Evaluation of criteria for the forcible intrusion of magma. *J. Geol.*, **60**, 34—57.

- Niggli E., 1953. Zur Stereometrie und Entstehung der Aplit-, Granit- und Pegmatitgänge im Gebiete von Sept-Laux (Belle-donne-Massiv S. L.). *Leidse Geol. Meded.*, 17, 215—236.
- Nockolds S. R., Allen R. The geochemistry of some igneous rocks. *Geochem. cosmoch. Acta* 4, 1953, 105—142. *Geochem. cosmoch. Acta* 9, 1956, 34—77. (Имеется русский перевод: Нокколдс С., Аллен Р., Геохимические наблюдения, Изд-во иностранной литературы, М., 1958.)
- Noe-Nygaard M. A., 1955. Comparaison entre les roches grenues appartenant à deux orogénies précambriennes voisines au Groenland. *Sci. de la terre*, Nancy, 61—75.
- Noe-Nygaard M. A., Berthelsen A., 1952. On the structure of a high-metamorphic gneiss complex in West-Greenland. *Meded. Dansk. Geol. Forh.*, 12, 250—265.
- Oertel G., 1955. Der Pluton von Loch doon in Südschottland. *Geotekt. Forsch.*, 11, 1—83.
- Oftedal Ch., 1948. Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. IX. The feldspars. *Norske vidensk. Akademi Oslo; I. Mat.-Naturv. Klasse, Nr. 3.* (Имеется русский перевод: Офтедаль Х., Полевые шпаты изверженного комплекса района Осло, в книге «Полевые шпаты. Сборник I», Изд-во иностранной литературы, М., 1952.)
- Orville P. M., 1956—1957. Granitic pegmatites. *Ann. Rep. Geophys. Lab., Carnegie-Inst.*, 222—223.
- Parras K., 1946. On the coarse-grained garnet-cordierite-gneisses of South- and South-West-Finland. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, Nr. 138, 1—7.
- Perrin R., 1952b. La genèse des roches filoniennes. *Congr. Géol. Internat.*, VI, 43—56.
- Perrin R., 1954. Granitization, Metamorphism and Volcanism. *Amer. J. Sci.*, 252, 449 bis 465.
- Perrin R., 1956. Granite again. *Amer. J. Sci.*, 254, 1—18.
- Perrin R., 1957. Granites eutectiques ou métamorphiques? Discussion d'études récentes. *Bun. Soc. géol. France*, 6. Ser., 7, 91—113.
- Perrin R., Roubault M., 1938. Deux observations sur le lacis d'apparence tilomienne dans les roches de contact du granite de Flamanville. *C. R. Soc. Géol. France*, 191—193.
- Perrin R., Roubault M., 1949. Des critères permettant de déterminer le mode de formation des filons à bords parallèles: injection ou remplacement. *Bull. Soc. géol. France*, 5. Ser., 19, 641—656.
- Perrin R., Roubault M., 1951. Réflexions et discussions à la suite des récents travaux sur les feldspaths. *Bull. Soc. géol. France*, 1, 105—117.
- Perrin R., Roubault M., 1952. Aplites et pegmatites injection ou remplacement. *Congr. Geol. Internat.*, VI, 201—216.
- Perrin R., Roubault M., 1952. Deux applications de critères géométriques à la détermination du mode de genèse de filons de pegmatite. *Bull. Soc. géol. France*, 6. Ser., 2, 225—232.
- Perrin R., Roubault M., 1955. Granites à enclaves dites déplacées et naissance in situ de schistosités discordantes ou contournées. *Sci. de la terre*, Nancy, 105—118.

- Phillips W. J., 1956. The Criffell-Dalbeattie Granodiorite Complex. *Quart. J. Geol. Soc.*, **112**, 221—239.
- Piccoli G., 1958. Il problema delle migmatiti attraverso mezzo secolo di ricerche. *Period. Mineral.*, **27**, 1—87.
- Pichamuthu C. S., 1953. The charnockite problem, Mysore Geol. Ass. Bangalore, India.
- Pitcher W. S., 1952. The migmatitic older granodiorite of Thorr District, Co. Donegal. *Quart. J. Geol. Soc., London*, **108**, 413—446.
- Pitcher W. S., Sinha R. C., 1957. The petrochemistry of the Ardara aureole. *Quart. Journ. Geol. Soc., London*, **113**, 393—408.
- Poldervaart A., 1953. Petrological calculations in metasomatic processes. *Amer. J. Sci.*, **251**, 481—503.
- Poldervaart A., 1955. Chemistry of the earth's crust. In *The crust of the earth*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **62**, 119—144. (Имеется русский перевод: Полдерварт А., Химия земной коры, Изд-во иностранной литературы, М., 1957.)
- Poldervaart A., Zircon in rocks. I. Sedimentary rocks. *Amer. J. Sci.*, **253**, 1955a, 433—461. II. Igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, **254**, 1956, 521—554.
- Poldervaart A., Eckelmann F. D., 1955. Frowth phenomena in zircon of autochthonous granites. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **66**, 947—948.
- Preston F. W., 1956. Thermal conductivity in the depths of the earth. *Amer. J. Sci.*, **254**, 754—757.
- Proceedings of the International Symposium on the Reactivity of Solids. Gothenburg 1952, I u. II.
- Quensel P., 1951. The charnockite series of the Varberg district on the south-western coast of Sweden. *Ark. Miner. Geol. Stockholm*, **1**, Nr. 10, 227—322.
- Raguin E., 1948/1949. Aspects de la formation de granite. *Jaarboek der Mijnbouwkundige Vereeniging, Delft*.
- Raguin E., 1955. Texture originelle et migrations chimiques dans la gneissification d'un poudingue pyrénéen. *Sci. de la Terre, Nancy* 17—24.
- Raguin E., 1957. *Géologie du Granite, Paris*.
- Ramberg H., 1948. Radial diffusion and chemical stability in the gravitational field. *J. Geol.*, **56**, 448—458.
- Ramberg H., 1949. The facies classification of rocks: a clue to the origin of quartz-feldspite massifs and veins. *J. Geol.*, **57**, 18—54.
- Ramberg H., 1952a. Origin of the metamorphic and metasomatic rocks. Chicago.
- Ramberg H., 1953. Relationship between heats of reactions among solids and properties of the constituent ions and some geochemical implications. *J. of Geol.*, **61**, 318—352.
- Ramberg H., 1955. Thermodynamics and Kinetics of petrogenesis. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **62**, 431—448. (Имеется русский перевод: Рамберг Г., Термодинамика и кинетика петрогенезиса, в книге «Земная кора», Изд-во иностранной литературы, М., 1957.)

- Ramberg H., 1955 Mécanisme de formation des pegmatites dans l'ouest du Groenland. *Sci. de la Terre, Nancy*, 25—36.
- Ramberg H., 1956. Pegmatites in West Greenland. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 185—214.
- Ramdohr P., 1951. Bemerkungen über den Gehalt der Varberggesteine (Charnockite) an "Erzmineralen". *Ark. Miner. Geol. Stockholm*, 1, 323—328.
- Rankama K., 1946. On the geochemical differentiation in the earth's crust. *Bull. comm. géol. Finlande*, Nr. 137.
- Rankama K., 1955. Les processus chimiques "en grand" dans la croûte terrestre. *Sci. de la Terre, Nancy*, 273—283.
- Rastall R. H., 1947. The significance of variation in granites. *Geol. Mag.*, 84, 29—32.
- Read H. H., 1948. Granites and granites. *Geol. Soc. Amer., Mem.* 28, 1—19. (Имеется русский перевод: Рид Г. Г., Граниты и граниты, в книге «Проблема образования гранитов», Изд-во иностранной литературы, М., 1950.)
- Read H. H., 1951. Metamorphism and granitization. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 54, 1—17.
- Read H. H., 1955. Granite series in mobile belts. In A. Poldervaart: The crust of the earth. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 62, 409—430. (Имеется русский перевод: Рид Г. Г., Гранитные серии в подвижных поясах, в книге «Земная кора», Изд-во иностранной литературы, М., 1957.)
- Read H. H., 1955a. The granite controversy. London.
- Reynolds D. L., 1946. The sequence of geochemical changes leading to granitization. *Quart. J. Geol. Soc.*, 102, 389—446. (Имеется русский перевод: Рейнольдс Д. Л., Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации, в книге «Проблема образования гранитов», Изд-во иностранной литературы, М., 1950.)
- Reynolds D. L., 1947. The granite controversy. *Geol. Mag.*, 84, 209—223.
- Reynolds D. L., 1948. The transformation of caledonian granodiorite to tertiary granophyre on Slieve Gullion, Co. Armagh, N. Ireland. *Rep. Internat. Geol. Congr. London*, III, 20—30.
- Reynolds D. L., 1952. The difference in optics between volcanic and plutonic plagioclases, and its bearing on the granite problem. *Geol. Mag.*, 89, 233—250.
- Reynolds D. L., 1958. Granite: Some tectonic, petrological, and physico-chemical aspects. *Geol. Mag.*, 95, 378—396.
- Rittmann A., 1951. Orogénèse et volcanisme. *Arch. Sci.*, 4, 273—314.
- Rittmann A., 1956. Outline of a new geological theory. *Bull. Soc. Géogr. d'Égypte*, 29, 111 bis 137.
- Rittmann A., 1958. Physico-chemical interpretation of the terms magma, migma, crust and substratum. *Bull. Volcan. II. Ser.*, 19, 1—18.
- Rittmann A., 1958. Su l'origrine dei magmi. *Boll. sed. Acc. Gioenia Sci. nat. Catania*, 4, 381 bis 401.
- Rogues M., 1955. Etude quantitative des myrmékites, Les échanges de matières au cours de la genèse des roches grenues acide et basiques. *Sci. de la Terre, Nancy*, 189—195.

- Rosenquist J. Th., 1952. The metamorphic facies and the feldspar minerals. Univ. i. Bergen Arbok, 1—108.
- Savolahti A., 1956. The Ahvenisto Massiv in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande, Nr. 174, 1—96.
- Scharbert H. G., 1957. Über Ganggesteine aus dem oberösterreichischen Mühlviertel (westlich der Rodelstörung). N. Jb. Miner., Abh., 90, 135—202.
- Schermerhorn L. J. G., 1956. Petrogenesis of a porphyritic granite east of Oporto (Portugal). Tscherm. min. petr. Mitt., 6, 73—115.
- Scheumann K. H., 1955. Über Akyrosoome. N. Jb. Miner., 11—24.
- Schneiderhöhn H., 1952. Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. N. Jb. Miner., Mh., 47—89. (Имеется русский перевод: Шнейдерхён Г., Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе, в книге «Рудные регенерированные месторождения», Изд-во иностранной литературы, М., 1957.)
- Schreyer W., 1958. Die Quarz-Feldspat-Gefüge der migmatischen Gesteine von Vilshofen an der Donau. N. Jb. Miner., Abh., 92, 147—170.
- Schröcke H., 1955. Petrotektonische Untersuchung des Cordieritgneisgebietes im Bayerischen Wald und der eingelagerten Kieslagerstätten. Heidelb. Beitr. Miner. Petr., 4, 464—503.
- Schüller A., 1949. Ein Plagioklas-Charnokit vom Typus Akoafim und seine Stellung innerhalb der Charnokit-Serie. Heidelb. Beitr. Miner. Petr., 1, 573—592.
- Scotford D. M., 1954. Chemical evidence of possible granitization of the Fordham Gneiss, New York. Abstr. Ann. Meet. Geol. Soc. Amer., 98—99.
- Simonen A., 1948b. On the petrochemistry of the infracrustal rocks in the svecofennidic territory of southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande, 141, 5—18.
- Simonen A., 1948. On the petrology of the Aulanko Area in southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande, Nr. 143, 1—66.
- Simonen A., 1953. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic early archean siphacrustal rocks in southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande, Nr. 160, 1—64.
- Skjeseth S., Soerensen H., 1953. An example of granitization in the central zone of the Caledonides of Northern Norway. Norg. Geol. Undrs., Nr. 184, Arbok, 154—183.
- Smedes H. W., Goodspeed G. E., 1953. Synthesis of an incipient stage of granitization. Trend in Engineering University Washington, 5, 8—12.
- Smulikowsky K., 1948. On the anatexic differentiation in granitic areas. Rep. Internat. Geol. Congr. III, 131—138.
- Sosman R. B., 1952. Temperature scales and silicate research. Amer. J. Sci., Bowen — Vol. 517. (Имеется русский перевод: Сосман Р., Температурные шкалы и исследования силикатов. В книге «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностранной литературы, М., 1954.)

- Stewart D. B., 1956—1957. The system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Ann. Rep. Geophys. Lab., Carnegie Inst., 214—216.
- Stille H., 1952. Unterschiebungs-Palingenese. Internat. Geol. Congr. Alger, 127 bis 137.
- Stille H., 1955. Recent Deformations of the Earth's Crust. In Poidevaart: The Crust of the Earth. 171—192. (Имеется русский перевод: Штилле Г., Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи, в книге «Земная кора», Изд-во иностранной литературы, М., 1957.)
- Subramundi A. P., 1956. Mineralogy and petrology of the Sittampundi complex, Salem district, Madras State, India. Bull. geol. Soc. Amer., 67, 317—390.
- Taubeneck W. H., 1957. Geology of the Elkhorn Mountains, northeastern Oregon: Bald Mountain Batholith. Bull. Geol. Soc. Amer., 68, 181—238.
- Taupitz K. Chr., 1954. Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten. Chemie der Erde, 17, 104—164.
- Termier H., Termier G., 1953. Géologie et Pétrogénèse. Serv. Carte géol. Algérie, Nr. 2, 177S.
- Thompson J. B., 1955. The thermodynamic basis for the mineral facies concept. Amer. J. Sci., 253, 65—103.
- Tilley C. E., 1957. Problems of alkali rock genesis. Quart. Journ. Geol. Soc., London, 113, 323—360.
- Tuominen H., Mikkola T., 1950. Metamorphic Mg—Fe-Enrichment in the Orijärvi Region as related to Folding. C. R. Soc. géol. Finlande, 23, 67—92.
- Turner F. J., Verhoogen J., 1951. Igneous and metamorphic petrology, New York, 602. (Имеется русский перевод: Тернер Ф., Ферхуген Дж., Петрология изверженных и метаморфических пород, Изд-во иностранной литературы, М., 1961.)
- Tuttle O. F., 1948. A new hydrothermal quenching apparatus. Amer. J. Sci., 246, 628—635.
- Tuttle O. F., 1952. Optical studies on alkali feldspars. Amer. J. Sci., Bowen-Vol. 553—567. (Имеется русский перевод: Таттл О., Оптические исследования полевых шпатов, в книге «Полевые шпаты», Изд-во иностранной литературы, М., 1956.)
- Tuttle O. F., 1953. Continuity between hydrous granite magmas and hydrothermal solutions. Geol. Soc. Amer., Abstr. Ann. Meet., 118—119.
- Tuttle O. F., Keith M. L., 1954. The granite problem: Evidence from the quartz and feldspar of a tertiary granite. Geol. Mag., 91, 61—72.
- Tuttle O. F., England J. L., 1955. Preliminary report on the system $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Bull. Geol. Soc. Amer., 66, 149—152.
- Tuttle O. F., 1955a. L'origine et la classification des granites à la lumière des études expérimentales dans le système $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Sci. de la Terre, Nancy, 299—309.

- Tuttle O. F., 1955b. Degré géothermique et magmas granitiques. *Sci. de la Terre, Nancy*, 87—103.
- Tuttle O. F., Wyllie P. J., 1957. Hydrothermal studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Albite)— H_2O —HF and granite— H_2O —HF. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 68, 1807.
- Tuttle O. F., Bowen N. L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 74, 1—153.
- Tyrell G. W., 1955. Distribution of igneous rocks in space and time. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 66, 405—426.
- Verhoogen J., 1949. Radial diffusion and chemical stability in the gravitational field. *J. Geol.*, 57, 93—94. *Diskussion*: 57, 95—97.
- Verhoogen J., 1952. Ionic diffusion and electrical conductivity in Quartz. *Amer. Miner.*, 37, 637—655.
- Vitanage P. W., 1957. Studies of zirkontypes in Ceylon pre-cambrian complex. *J. Geol.*, 65, 117—128.
- Vlassov K. A., 1955. Les différenciations par émanation et par cristallisation comme facteurs de concentration des éléments rares. *Sci. de la Terre, Nancy*, 197—212. (Власов К. А., Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов, в книге «Вопросы геохимии и минералогии», АН СССР, М., 1956.)
- De Vore G. W., 1957. The association of strongly polarizing cations with weakly polarizing cations as a major influence in element distribution... *J. Geol.*, 65, 178—195.
- De Waard D., 1949. Diapiric structures. *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch.*, 52, 3—14.
- De Waard D., 1950. Palingenetic Structures in Augengneiss of the Sierra de Guadarrama, Spain. *C. R. Soc. géol. de Finlande*, 23, 51—66.
- De Waard D., 1951. Tectonics of the Barr-Andlau Pluton in the northern Vosges, France. *J. Geol.*, 59, 498—502.
- Walton M., 1955. The emplacement of "granite". *Amer. J. Sci.*, 253, 1—18.
- Wegmann C. E., 1935. Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rdsch.*, 26, 305—350.
- Wegmann C. E., 1948. Transformations Métasomatique et Analyse Tectonique. *Internat. Geol. Congr. Report of the 18. Session, GB, Part III*, 45—52.
- Wegmann C. E., 1953. Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. *Geol. Rdsch.*, 41, 21—23.
- Wegmann C. E., 1955. Les ordres de grandeur dans les phénomènes métasomatiques des roches. *Sci. de la Terre, Nancy*, 169—176.
- Wegmann C. E., 1956. Stockwerktektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation. *Geotekt. Symp. zu Ehr. v. H. Stille*, 3—19. (Русский перевод. Вегманн Е., Ярусная тектоника и схемы дифференциации горных пород, в книге «Вопросы современной зарубежной тектоники». Изд-во иностранной литературы, М., 1960.)

- Wegmann C. E., 1958. Das Erbe Werners's und Hutton's. *Geologie*, 7, 531—559.
- Wenk E., Haller J., 1953. Geological explorations in the Petermann Region, Western Part of Fraenkels Land, East Greenland. Bd. III, Nr. 3.
- Wenk E., 1954. Berechnung von Stoffaustauschvorgängen. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 34, 309—318.
- Whitten E. H. T., 1953. Modal and chemical analyses in regional studies. *Geol. Mag.*, 90, 337—344.
- Whitten E. H. T., 1957. The petrogenetic significance of the contact relationships of the Donegal Granite in Gweedore and Chloghaneely. *Geol. Mag.*, 94, 25—39.
- Wimmenauer W., 1950. Cordieritführende Gesteine im Grundgebirge des Schauinslandgebietes. *N. Jb. Miner., Abh.*, 80, A, 375—436.
- Winkler H., 1955. Hydrothermale Metamorphose von Tonen. I. *Naturwissenschaften*, H. 16, Jg. 42, 460—461.
- Winkler H., 1957. Experimentelle Gesteinsmetamorphose I, Hydrothermale Metamorphose karbonatfreier Tone. *Geoch. cosm. Acta*, 13, 42—69.
- Winkler H., 1958. Experimentell gebildete anatektische Schmelzen granitischer Zusammensetzung. *Fortschr. Miner.*, 36, 55.
- Winkler H. G., Platen H. V., 1958. Experimentelle Gesteinsmetamorphose II, Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl-führenden kalkfreien Tonen. *Geoch. cosmochin. Acta*, 15, 91 bis 112.
- Woodard H. H., 1957. Diffusion of chemical elements in some naturally occurring silicate inclusions. *J. Geol.*, 65, 61—84.
- Wyart J., 1955. Cristallisation par voie hydrothermale d'un verre naturel et origine du granite. *Sci. de la Terre, Nancy*, 177—188.
- Wyart J., 1954. Zircons as provenance indicators. *Amer. Miner.*, 39, 983—990.
- Yoder H. S., 1952. The $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system and the related metamorphic facies. *Amer. J. Sci.*, 569—627. (Имеется русский перевод: Йодер Х., Система $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ и соответствующие минеральные фации, в книге «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования», Изд-во иностранной литературы, М., 1954.)
- Yoder H. S., 1955. Role of water in metamorphism. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, 62, 505—524. (Имеется русский перевод: Йодер Х., Роль воды при метаморфизме, в книге «Земная кора», Изд-во иностранной литературы, М., 1957.)
- Yoder H. S., Eugster H. P., 1955. Synthetic and natural muscovites. *Geoch. cosm. Acta*, 8, 225—280.
- Yoder H. S., Stewart D. B., Smith J. R., 1957a. Ternary feldspars. *Ann. Rep. Geophys. Lab.*, 206—214.
- Zwart H. J., 1958. Regional metamorphism and related granitization in the valle de Arán (Central Pyrenees). *Geol. en Mijnbouw.*, Nr. 1, 20. Jg., 18—30.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Акаад (Akaad) 91
 Амштутц (Amstutz) 88
 Андерсон (Anderson) 97
- Баддингтон (Buddangton) 34,
 40, 42, 125
 Баклунд (Backlund) 103, 111,
 117
 Барнхэм (Burnham) 27, 111
 Барруа (Barrois) 87, 111
 Барт (Barth) 25, 34, 36, 39, 53,
 54, 57, 113, 126, 129
 Беарт (Bearth) 51, 62
 Бедерке-Шварцманн (Bederke-
 Schwarzmann) 71
 Белянкин 9, 11
 Бертелсен (Berthelsen) 117
 Боус (Bowes) 54
 Боуэн (Bowen) 6, 8, 12, 17, 18,
 21, 23, 34, 37, 44, 64, 79, 84,
 90, 92, 111, 122, 125
 Бурке (Burke) 91
 Бурри (Burri) 39
- Вашингтон (Washington) 26
 Вегманн (Wegmann) 71, 88,
 111, 131
 Венк (Wenk) 54, 56, 57, 66
 Виар (Wyart) 29, 30
 Вильгаллис (Willgallis) 66
 Вимменауер (Wimmelaue) 75,
 109
 Винклер (Winkler) 28, 30, 36
 Власов 81
 Влисидис (Vlisidis) 40, 41
 Вэлтон (Walton) 86, 87
- Галлер (Haller) 50, 107, 116,
 131
- Гейер (Heier) 35, 39, 64
 Гельнер (Hellner) 30, 43
 Гертнер (Gaertner) 67
 Гольдсмит (Goldsmith) 44, 46
 Гольдшмидт (Goldschmidt) 53,
 57
 Горал (Goral) 95
 Горансон (Goranson) 21, 27, 71
 Граф (Graf) 44
 Гринли (Greenly) 105
 Гроут (Grout) 103
 Грубенман 10
 Гудспид (Goodspeed) 31, 83,
 106, 115
 Гулин (Hulin) 83, 84, 128
 Гюнтерт (Günthert) 61
- Дели (Daly) 6, 84
 Джаплин (Joplin) 58, 123
 Джейнс (Jahns) 27
 Дженсен (Jensen) 32
 Дрешер-Каден (Drescher-Ka-
 den) 92, 126
- Зандер (Sander) 119
 Зауер (Sauer) 105
- Ингерсон (Ingerson) 34
- Йодер (Yoder) 21, 42, 44, 72,
 73, 75, 111, 125, 129
 Кейт (Keith) 37, 39, 125
 Кёлер (Köhler) 35
 Кеннеди (Kennedy) 28, 29, 72
 Клоос (Cloos) 84, 85, 133
 Комптон (Compton) 91
 Коржинский 9, 10, 68
 Кубс (Coobs) 114

- Куллеруд (Kullerud) 42, 89
Куплетский 6
- Лавес (Laves) 34, 39, 40
Лакруа (Lacroix) 86, 111
Лападю-Арга (Lapadu-Hargues) 121
Лаффитт (Laffitte) 67
Левинсон-Лессинг 5
Лодочников 8
Люнгрен (Ljunggren) 107
- Мармо (Marmo) 39, 48
Мартин (Martin) 85
Мильх (Milch) 105
Миш (Misch) 51, 61, 89, 114, 115, 131
Мишель-Леви (Michel-Lévy) 85, 87, 111
Мишо (Michot) 35, 70, 131
Мозебах (Mosebach) 29
Мори (Morey) 21, 29
Мурхауз (Moorhouse) 94
- Нейманн (Neumann) 42, 89
Ниггли (Niggli) 21, 37, 53, 64, 71, 78, 82, 92, 103, 123
Никкель (Nickel) 91
Ное-Нюгорд (Noe-Nygaard) 68, 117, 131
Нопф (Kнопf) 86
Ньювенкамп (Nieuwenkamp) 67
- Олсон (Olsson) 32
Орвиль (Orville) 26
- Перрен (Perrin) 25, 37, 47, 73, 82, 85, 88, 111, 117, 128
Питчер (Pitsher) 66
Полканов 8
Польдерварт (Poldervaart) 46, 53, 94
- Рагэн (Raguin) 62, 133
Рамберг (Ramberg) 25, 70, 73, 82, 100, 104, 114, 117, 122, 124, 128, 130
Рейнольдс (Reynolds) 25, 37, 47, 55, 58, 61, 85, 106, 111, 120, 122, 126
Рид (Read) 78, 87, 133
Риттманн (Rittmann) 133
- Розенбуш (Rosenbusch) 69, 80, 87, 92, 126
Розенквист (Rosenquist) 32, 33, 39, 46, 100, 101, 125
Рой (Roy) 125
Рубо (Roubault) 47, 73, 82, 85, 111, 126, 128
- Седерхольм (Sederholm) 6, 97, 98, 102, 105, 111, 114
Синха (Sinha) 66
Скьёсет (Skjeseth) 88
Смедес (Smedes) 31
Соренсен (Soerensen) 88
Сосман (Sosman) 34
Сэндо (Sando) 54
- Таттл (Tuttle) 12, 21, 23, 25, 34, 36, 38, 44, 47, 75, 99, 111, 113, 125, 127
Термье (Termier) 111, 113
Тернер (Turner) 6, 72, 74, 78, 118
Тиррель (Tyrrell) 133
Томпсон (Thompson) 72
- Уайт (White) 54
Уиттен (Whitten) 58, 87
- Фаворская 9
Файф (Fyfe) 72, 74
Фермор (Fermor) 68
Ферхуген (Verhoogen) 6, 32, 72, 74, 78
Филлипс (Phillips) 91
Фишер (Fischer) 78, 80, 93, 96, 109, 125
Фогт (Vogt) 94
Фрасль (Frasl) 96, 118
Фридман (Friedman) 34
Фэги (Fahey) 40, 41
- Хёнес (Hoenes) 91
Хессельгессер (Hesseltgesser) 29
Хетчинсон (Hutchinson) 91
Хитаров 11, 12, 67
Холмс (Holmes) 103, 111, 120, 121
Хольмквист (Holmquist) 97, 98
Хоу (Howe) 111
- Цварт (Zwart) 83

Чао (Chao) 57
Чедвик (Chadwick) 83
Чиннер (Chinner) 54
Чэйз (Chayes) 35, 97, 103, 113,
125
Чэн (Chen) 29
Шарберт (Scharbert) 91
Шейманн (Scheumann) 55, 98,
106, 130
Шенд (Shand) 67, 94
Шерер (Schairer) 21
Шнейдерхён (Schneiderhöhn)
78, 94, 105
Штилле (Stille) 132

Эдельман (Edelman) 71
Эйлер (Euler) 30, 43
Эккельман (Eckelmann) 94
Энгел А. (Engel A.) 42
Энгел К. (Engel C.) 42
Эрдманнсдорфер (Erdmanns-
dorfer) 35, 54, 60, 79, 80, 89,
90, 95, 98, 118
Эскола (Eskola) 10, 17, 39, 54,
60, 64, 72, 80, 100, 103, 109,
115, 127, 130
Югстер (Eugster) 44
Ягич (Jagitsch) 32

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Предисловие</i>	5
<i>Введение</i>	17
1. <i>Экспериментальные данные</i>	21
2. <i>Температуры образования гранитоидных пород (геологический термометр)</i>	34
3. <i>Миграция и длина пути, который преодолевают подвижные компоненты в земной коре</i>	44
4. <i>Баланс вещества при образовании гранитов</i>	52
5. <i>Различные пути образования гранитов: обзор, вопросы номенклатуры</i>	76
6. <i>Образование гранитов из магмы</i>	78
7. <i>Образование гранитов в результате выборочной мобилизации</i>	97
8. <i>Образование гранитов в результате метасоматоза</i>	110
9. <i>Общая сводка и результаты</i>	124
<i>Литература</i>	135
<i>Именной указатель</i>	151



К. Менерт

Новое о проблеме гранитов

Редактор *Л. М. Старикова*

Художник *В. И. Гелепнева*

Художественный редактор

Е. И. Подмарькова

Технический редактор *Л. М. Харьковская*

Корректор *Н. В. Спичкина*

Сдано в производство 6/IX-1962 г.

Подписано к печати 12/1-1963 г.

Бумага 84×108¹/₃₂ = 2,4 бум. л.

8,0 печ. л.

Уч.-изд. л. 8,2. Изд. № 5/1472.

Цена 57 к. Зак. 697.

ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Типография № 2 им. Евг. Соколовой
УЦБ и ПП Ленсовнархоза.
Ленинград, Измайловский пр., 29.

1503