

П. Н. КРОПОТКИН

ЗНАЧЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ
КИСЛЫХ МАГМ¹

ГЛАВА I. ОБЗОР ГЛАВНЕЙШИХ ТЕОРИЙ ОБРАЗОВАНИЯ КИСЛЫХ МАГМ

В настоящее время в геологической и петрографической литературе описано огромное количество наблюдений относительно характера магматической деятельности в различных геологических условиях и взаимоотношения магматических масс с вмещающими породами. Эти наблюдения приводят к следующим важнейшим более или менее общепризнанным обобщениям, являющимся опорными пунктами для теоретических построений в петрологии (I—V).

¹ От редактора. В согласии с Эскола, Люжоном и др., автор настоящей работы не признает самостоятельной гранитовой магмы, но производит граниты и подобные кислые изверженные породы от перекристаллизации и от переплавления осадков, развивая и углубляя в особенности идею Люжона о механических дислокациях, как источнике тепла, необходимого для означенного коренного преобразования осадочных материалов. Производит он при этом и некоторые, конечно, лишь крайне ориентировочные и условные количественные расчеты, в результате которых приходит к выводу о положительном тепловом балансе реакций переплавления при участии стресса. Независимо, однако, от того, насколько надежны основные величины, фигурирующие в расчетах автора, оказывается, что и самые результаты этих последних отнюдь не таковы, чтобы оправдывать представление об исключительном значении дислокаций для процесса гранитообразования. Нельзя лишь не признать, вместе с автором, ту или иную степень прогрессивности осадков при дислокациях, мыслимую, впрочем, и независимо от его выкладок и расчетов. Прогревание это должно в высокой степени содействовать их магматизации, которую признаем также и мы, но при обязательном участии еще и газовых эманаций из глубин земли, подобно тому, как, повидимому, представляет себе это дело и Баклунд. Напомним, что в контактовых процессах, наиболее имитирующих явления магматизации (фенитизация гранитов у Бреггера, наша сиенитизация песчаников на Турьем мысу и т. п.), именно газовый или флюидный перенос играет всегда первенствующую роль.

Отмечая, таким образом, известную односторонность автора в основном его подходе к изучаемому предмету, мы не можем тем не менее не признать одновременно и больших достоинств его работы. Он хорошо овладел необходимым литературным материалом и сопровождает изложение его многими критическими замечаниями, что касается, например, единой базальтовой магмы Боуэна или двух и более известных магм других авторов.

Не можем мы отказать в известном признании также и соображениям автора о металлоносности кислой магмы за счет захваченных и ассимилированных ею элементов основных изверженных горных пород.

Очень любопытны и поучительны петрохимические данные автора.

Представляет большую важность констатированное П. Н. Кропоткиным отсутствие комплементарности в химическом составе изверженных пород нормального ряда. Не обосновано, напротив того, пренебрежительное отношение его к количественно-минералогическим характеристикам горных пород. Петрогенезис, согласно и его представлениям, развивается в гетерогенных средах, а минералы — ведь это не что иное, как основные фазы гетерогенных процессов.

Работа, таким образом, в общем весьма дискуссионная, но это не только не уменьшает ее интереса, а, наоборот, должно привлечь к ней особое внимание читателя в соответствии с громадной важностью обсуждаемой в ней проблемы.

I. Кислая магматическая деятельность во времени и в пространстве связана с орогенцией.

Это наглядно иллюстрировано Дэли (Daly, 1936) для Северной Америки, где отдельные батолиты и цепи гранитных и гранодиоритовых массивов тянутся в орогенических зонах Аппалач, Скалистых гор и Антильской горной системы, будучи связаны во времени с эпохами образования соответствующих горных систем. В Советском Союзе не менее ярко выражается эта связь в цепи варисийских интрузий Урала, в расположении молодых интрузий Забайкалья, Верхоянского хребта, Индигирско-Колымской складчатой зоны и т. д. Иногда удается даже сопоставить отдельные фазы кислой магматической деятельности с отдельными фазами орогенезиса в одном и том же цикле горообразования, как это сделано, например, мною и Е. Т. Шаталовым для северо-востока СССР (1936).

II. По отношению к тектонической структуре вмещающих пород кислые интрузии можно разделить на два типа: а) интрузивные массивы, которые располагаются на месте ранее существовавших и участвовавших в данной структуре пород, не нарушая при этом заметным образом тектонической структуры вмещающих пород (батолиты, сквозные тела у Дэли), б) массивы, штоки, лакколлиты — тела, обычно менее крупные, нарушающие тектоническую структуру вмещающих пород; в них магма активно создает себе камеру, раздвигая и изгибая пласты, перемещая отдельные части кровли и т. д.

Прекрасные примеры интрузий первого типа приведены Дэли (1936, гл. VII и XII) для Северной Америки (батолит Нельсон в штате Айдахо, массивы в Британской Колумбии и др.), описаны Барруа (Barrois) в Бретани, Лакруа (Lacroix) в Пиренеях, у нас — Музылевым (1932, Цаган-Олуевский массив) и др. Иллюстрацией такого типа соотношений между интрузией и складчатой структурой может служить карта Урутуканского гранитного массива в верховьях р. Колымы, составленная на основании детального картирования автором настоящей статьи (с использованием данных Б. Л. Флерова). Благодаря пересеченному рельефу этой местности на водоразделах сохранилось несколько останцев кровли массива, дающих нам высотные отметки контакта интрузии. Отметки возвышенностей, расположенных в южной и северо-западной части массива и сложенных порфиroidными гранитами краевой фации, также позволяют наметить положение прежней контактовой поверхности массива. По этим отметкам, учитывая ориентировку и наклон трещин отдельности, параллельных контакту, реставрирована в горизонталях форма контактовой поверхности массива, теперь в значительной части уже размытой. Как видно на карте и профилях пологая поверхность массива почти под прямым углом срезает как в плане, так и в профиле вмещающие отложения, сложенные в складки широтного простирания. Отдельные горизонты подходят к границе массива и, не изменяя простирания, продолжаются по другую сторону интрузии.

Тетяев, рассматривая взаимоотношения таких интрузий с тектоническими структурами, устанавливает, что «интрузия, которая располагается на данной складчатой структуре, не нарушает ее, т. е. каждая интрузия находит себе место путем ассимиляции, путем поглощения не только пород, но и той части складчатой структуры, на месте которой она помещается» (1934, стр. 253).

Второй тип интрузий наиболее полно изучен Г. Клоосом (Cloos, 1921, 1923), Р. Болком (Balk, 1931, 1) и др. Ими за последние годы опубликовано много детальных работ, не оставляющих сомнения в способе проникновения этих интрузий. В поведении магмы здесь наблюдается несомненное сходство с движениями пластичных масс, известными нам по соляной тектонике и диапиризму. При этом удается установить, что магма пришла из глубины, где уже сложились основные черты ее хи-

мизма; явлениям ассимиляции здесь не придается сколько-нибудь серьезного значения. Но тогда встает вопрос: что представляют собой те очаги, из которых двигалась эта магма, и чем определяется ее химизм? Высказываются предположения, что этими очагами являются крупные батолитические массы первого типа, на разрешение проблемы образования которых и следует обратить главное внимание.

III. Средний химический состав кислых интрузий, среди которых резко преобладают граниты, весьма близок к среднему составу литосферы (сиаль).

Это отмечалось Дэли в теории чистого плавления (1936, гл. XII), Седерхольмом (Sederholm, 1907), в теории анатексиса и уже давно было подчеркнуто французскими геологами Термье (Termier), Огом (Haug), Лакруа (Lacroix) и др.

IV. Физические свойства, географическое распространение и химизм основных пород семейства габбро и базальтов указывают с несомненностью на их генетическую принадлежность к субстрату, подстилающему материковые глыбы сиаль и подступающему ближе к дневной поверхности в океанических впадинах.

V. Кислые породы резко преобладают среди глубинных пород (граниты и гранодиориты составляют около 75—90% от общего их количества), тогда как основные — среди эффузивных пород (базальты и андезито-базальты около $\frac{3}{4}$). Вместе с тем переходные породы встречаются гораздо реже, чем представители как одного, так и другого типа, особенно среди глубинных пород.

На фиг. 3 показаны кривые распространенности глубинных и эффузивных пород различного состава. Каждая из кривых имеет по два ясно выраженных главных максимума.

Таковы (I—V) наиболее определенные и существенные закономерности в геологии изверженных пород. Теория происхождения изверженных пород должна прежде всего вскрыть причины, определяющие эти основные закономерности.

Существует три важнейших течения петрологической мысли, три пути, на которых пытаются разрешить указанные выше проблемы и, в частности, проблему происхождения кислой магмы.

I. Наиболее распространенным среди петрографов является взгляд, согласно которому кислые интрузии образуются за счет поднятия с глубины (из субстрата) базальтовой магмы, изменяющей свой химический состав на пути вверх за счет ассимиляции пород сиаль (на месте или в результате обрушения обломков кровли и опускания их на глубину) и кристаллизационно-гравитационной дифференциации самой основной магмы. Гранитные интрузии представляют верхнюю, наиболее кислую и легкую часть батолитических масс, сливающихся на большей глубине с базальтовым субстратом [Дэли, Боуэн (Bowen), Тиррель (Turrill), Заварицкий и др.].

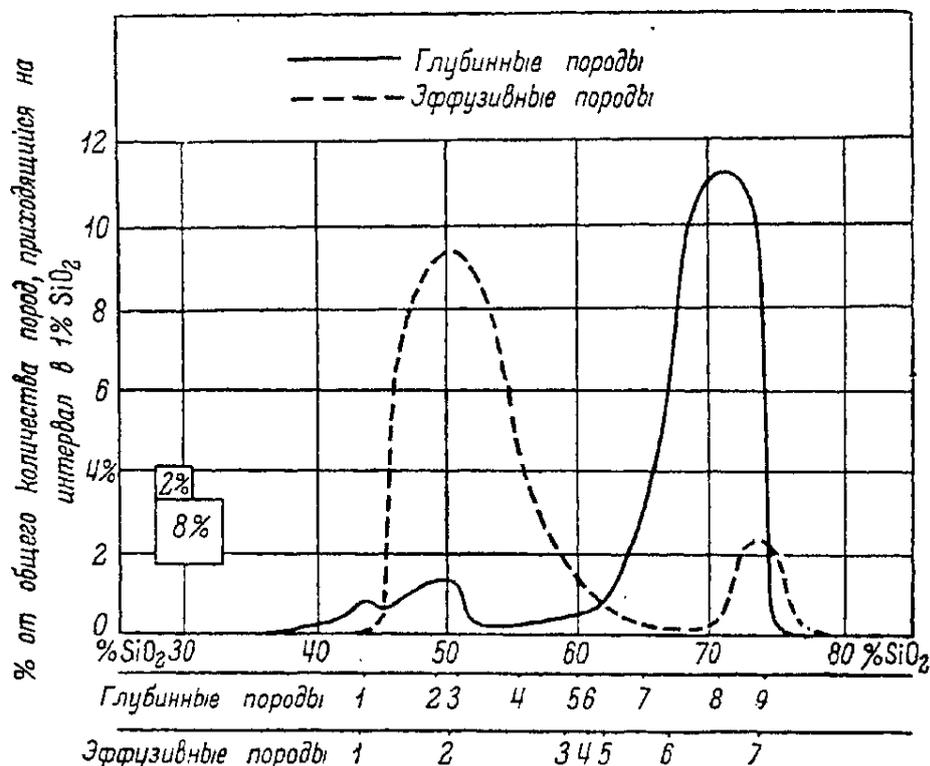
Однако, это представление не разрешает указанных выше проблем. Здесь наблюдаются следующие противоречия с фактическими данными.

а) Интрузия якобы начинается с внедрения базальтовой магмы на место опускающихся вниз крупнейших глыб сиаль («большое обрушение» Дэли). Но соотношения плотности пород сиаль (2.35—2.75 при 1100° для преобладающих пород) и плотности расплавленного субстрата (2.7—2.8 при 1100°; ср. Дэли, 1936, гл. IX) таковы, что они исключают возможность опускания глыб сиаль в сколько-нибудь крупном масштабе.¹

¹ Расположение слоев субстрата с плотностью 2.82 под слоями с плотностью 3.05, фигурирующее у Дэли (1936, стр. 188), абсурдно с точки зрения механического равновесия и не может быть аргументировано никакими геофизическими данными. Наоборот, геофизические данные говорят о постоянном — то постепенном, то скачкообразном — увеличении плотности пород с глубиной.

б) Приближение базальтового субстрата к поверхности земной коры под участками развития крупных гранитных масс обнаружилось бы появлением положительных аномалий силы тяжести. Мы имеем обратное — отрицательные аномалии на гранитах.

в) Кривые распределения (распространенности) магматических пород (фиг. 1) показывают два (может быть, три) независимых максимума. Представленное на этой диаграмме распространение изверженных пород подсчитано по данным Дэли (для США, 1933), С. П. Соловьева (для СССР, 1936), Фогта (J. Vogt, средние мировые, 1931) и др. Кривые построены на основе соотношения площадей распространения различных



Фиг. 1. Распространенность различных типов изверженных пород.

Обозначения:

I. Глубинные породы: 1 — перидотиты, 2 — габбро, 3 — апортозит, 4 — нефелиновый сиенит, 5 — диорит, 6 — сиенит, 7 — гранодиорит, 8 — гранит средний, 9 — щелочный гранит. II. Эффузивные породы: 1 — пикрит, 2 — базальты и диабазы, 3 — фонолит, 4 — андезит, 5 — трахит, 6 — дацит, 7 — липарит, риолит

Примечание. Площадь поверхности, ограниченной какими-либо двумя ординатами А и В и кривой, пропорциональна распространности пород, содержащих SiO₂ в количестве от А до В%. В левом углу чертежа показаны размеры поверхности, соответствующей 2 и 8% от общего количества пород. Вся площадь, ограниченная одной из кривых и осью абсцисс, соответствует 100%.

пород, причем за 100% принята суммарная площадь распространения глубинных пород для одной кривой и эффузивных пород — для другой из кривых, изображенных на фиг. 1. Таким образом, эти кривые отличаются от известной кривой Ричардсона (Richardson, 1923), приводимой Левинсон-Лессингом (1933), тем, что для определения относительной распространенности пород вместо числа анализов использованы площади распространения и проведено разделение пород на глубинные и эффузивные. Два максимума, отмеченные Ричардсоном, выступают на нашей кривой еще резче. Следовательно, наиболее распространены недифференцированная базальтовая магма и последний продукт ее дифференциации (гранит), тогда как должны были бы не менее часто встречаться и средние члены дифференциационного ряда.

г) Независимо от того, проникает ли магма при образовании батолитов путем обрушения кровли или же путем ассимиляции пород на месте, необходимо допустить расплавление почти всей массы пород, залегающих первоначально на месте батолита. Это требует колоссальных количеств

тепла и, соответственно, слишком значительного перегрева базальтовой магмы.

Далее, чтобы получилось вещество с химическим составом кислой магмы, количество ассимилированных пород должно быть в несколько раз больше, чем базальта. Это опять-таки означает, что единица массы базальтовой магмы должна обладать избытком тепла, достаточным для прогревания и расплавления нескольких единиц массы ассимилируемых ею пород, что само по себе совершенно необъяснимо и невероятно.

д) Самостоятельная дифференциация базальтовой магмы или изменение ее состава благодаря ассимиляции — безразлично — сразу же должны привести к образованию более кислой магмы, которая займет верхнюю часть интрузивной массы. Плотность кислых дифференциатов базальта отличается от средней плотности базальта на 0.2—0.4. Между тем разность плотностей расплавов, имеющих разность температур в 200°, составляет всего лишь 0.017, т. е. в 10—20 раз меньшую величину. Ясно, что возможность тепловой конвекции из более основного слоя в более кислый будет исключена. Прекратится, следовательно, и привнос тепла из нижних более основных и нагретых частей интрузии, имеющих сообщение с субстратом. Предоставленная самой себе кислая магма — дифференциат вскоре застынет, благодаря общему охлаждению и потере теплоты плавления при ассимиляции ксенолитов.¹ Следовательно, дифференциация есть смерть тепловой конвекции.

Одно из двух: либо интрузирующая базальтовая магма не дифференцируется, либо прекращается привнос тепла в более легкий кислый дифференциат и, следовательно, останавливается самый процесс интрузии.

е) Возможность образования гранитной магмы из базальтовой путем дифференциации без ассимиляции (Боуэн) упирается в отсутствие комплементарности в химическом составе горных пород нормального ряда. Комплементарными, т. е. дополнительными, называются вещества, образовавшиеся путем разделения на части некоторого третьего. Будучи вновь соединены в той же пропорции, они дополняют друг друга и дают опять исходное вещество. Так, например, если раствор *A* разделяется на осадок *B* и остаточную жидкость *C* то *B* и *C* будут веществами комплементарными друг к другу для образования раствора *A*. Подробнее об этом говорится ниже, в гл. III.

Таким образом, предположение о происхождении кислых интрузий за счет поднятия и дифференциации базальтовой магмы явно неудовлетворительно.

II. Второе представление о происхождении кислых интрузий связывает их с существованием самостоятельной кислой магмы, в виде очагов, сохраняющихся с докембрия (Левинсон-Лессинг и др.). Поднимаясь из этих очагов и ассимилируя породы литосферы на своем пути, кислая магма образует известные нам крупнейшие батолитические интрузии гранитов, гранодиоритов и др. Как источник тепла, поддерживающий существование очагов, некоторые выдвигают местное повышение радиоактивности [Холмс (Holmes), де Люри]. Де Люри (De Lury, 1936, 1937) оспаривает представления о единой первичной базальтовой магме и о широком значении дифференциации. Он считает причиной зарождения очагов магмы неравномерное распределение радиоактивных элементов как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении и теплоту трения. Первичная магма, следовательно, отличается большим разнообразием состава в зависимости от характера расплавленных пород. Дальнейшее внедрение магмы де Люри считает скорее причиной, чем след-

¹ Непосредственная передача тепла происходит так медленно вследствие низкой теплопроводности расплавов, что никем не выдвигается как главный способ переноса тепла из субстрата в процессе интрузии.

ствием тектонических деформаций. В своем движении кверху магма существенно изменяет состав благодаря ассимиляции.

Несостоятельность этих предположений сказывается, главным образом, в следующих пунктах.

а) Совершенно неясным остается вопрос об источниках тепла, потребного для нагревания, плавления и ассимиляции огромных масс пород, поглощенных интрузирующей магмой в верхних частях литосферы. Искать эти источники в самой гранитной магме безнадежно, так как нет никаких указаний на перегрев кислых магм. Наоборот, много говорит за сравнительно низкую температуру этих магм.

б) Реакционная переработка кислой магмой пород примерно такого же состава (сиаль), вероятно, является эндотермическим процессом, что ограничивает ассимилирующую способность кислой магмы по сравнению с основной (см. Боуэн, 1934, гл. X).

Итак, мы видим, что и здесь одним из роковых вопросов является вопрос об источниках энергии для нагревания и расплавления горных пород.

Положение значительно облегчилось бы, если бы был найден источник тепла помимо самой магмы. Нагретые породы могут быть легко ассимилированы. Но если такой источник существует, то, может быть, проще предположить образование магматических масс за счет плавления пород *in situ* с последующим перемешиванием благодаря конвекции и т. д., не обращаясь к поднятию идущей снизу магмы. Это предположение приводит нас к третьей группе гипотез.

III. Гипотезы образования магматических пород путем переплавления наличных пород на месте. Сюда относятся взгляды, которые развивали Термье, Ог (1907), Хоббс (Hobbs, 1914, 1921), Зандберг (Sandberg, 1924, 1926), Люжон (Lugeon, 1930), Баклунд (Backlund, 1936, 1938). Это течение в петрологии ведет начало от Хеттона (Hutton, 1788), Шеерера (Scheerer, 1847), Делесса (Delesse, 1862).

Термье приписывал минерализаторам главную роль в преобразовании осадочных и других пород в граниты. Ог (1907) предполагал расплавление масс осадочных отложений, попадающих в результате заполнения и прогибания геосинклинали на такую глубину, где достигается температура их плавления. В результате должны образоваться породы состава гранитов, сиенитов и диоритов.

В работах американского тектониста Хоббса мы уже видим попытку связать образование кислой магмы со складкообразованием. Хоббс подчеркивает, что кислые интрузивные массивы и лакколиты располагаются в антиклинальных структурах. Отрицая существование магматических очагов на глубине, Хоббс объясняет образование этих магматических масс как результат переплавления осадочных пород (главным образом глинистых сланцев) на месте, благодаря относительному понижению точки плавления в ядрах антиклиналей; это понижение температуры плавления происходит вследствие уменьшения давления под сводом антиклинали. Предположения Хоббса не выдерживают критики, так как расчеты показывают, что соответствующее изменение точки плавления слишком незначительно. К тому же в ядрах антиклиналей, судя по динамометаморфизму и пр., давление не ниже, а выше, чем на крыльях.

Зандберг, развивая взгляды Ога, разрабатывает теорию «активных магм» и плавления пород на глубине. На основе своих представлений он пытается объяснить строение стратифицированного, сложенного гранитами, норитами и анортозитами комплекса Бушвельд в Южной Африке. Этот комплекс, по мнению Зандберга, представляет собой результат преобразования мощных и выдержанных осадочных толщ в изверженные породы. Следует отметить, что почленное сопоставление отдельных толщ стратифицированного комплекса с толщами системы Трансвааль,

которое проводит Загдберг, не выдерживает критики с точки зрения химизма тех и других.

В недавних работах Эскола (Eskola, 1932), Баклунда, Дрешер-Кадена вопрос о возникновении кислой магмы рассматривается преимущественно с петрографической стороны.

Эскола считает, что в древнейшие геологические периоды при горообразовании происходило выжимание и перемещение вверх легкоплавкого жидкого остатка первичной сима; таким образом, возникли граниты, называемые им ювенильными. В более поздние времена главная роль переходит к гранитам «палингенетическим». В связи с орогеническими движениями древние граниты, сланцы, песчаники и другие породы погружаются на такие глубины, где температура достаточна для частичного расплавления пород (дифференциального анатексиса) и образования палингенетической магмы в интерстициях минеральных зерен. Этот легкий расплав, по составу близкий к гранитной эвтектике, может быть выжат кверху при тектонических движениях. Богатые K_2O магматические растворы просачиваются сквозь массы пород, залегающих выше, и метасоматически их изменяют, гранитизируют, проникая по ослабленным зонам создают мигматиты. Местами магма накапливается в больших количествах в виде обширных гранитных массивов (таковы, например, граниты Ганге). Интересные критические замечания относительно схемы Эскола были сделаны Левинсон-Лессингом (1934).

Баклунд в своей недавней работе (1936) подчеркнул, что так называемое поднятие магмы должно изучаться на глубоких срезах складчатых областей, например в Фенноскандии. Докембрийские образования как по стилю складчатости, так и по их первоначальному составу вполне сравнимы с молодыми послекембрийскими геосинклиналями и возникшими из них складчатыми горными сооружениями. Явления ультраметаморфизма и гранитизации, происходящие благодаря повышению температуры и диффузии вещества из более глубокой зоны мигматитов в различные осадочные и другие породы, имеют место в глубинных зонах всех складчатых областей. «Поднятие магмы» в глубинных зонах равнозначно поднятию фронта мигматизации. Изменение объема осадков при гранитизации приводит к диапировым движениям. В парагнейсах почти всегда можно узнать потомков пелитовых осадков, тогда как в случае ортогнейсов мы их видим перемещенными в верхние зоны складчатых систем и застывшими в чужеродной среде в виде подлинных «магматических пород».

В другой работе (1938) Баклунд рассматривает происхождение гранитов рапакиви, отличающихся особенностями химического состава и структуры. Массивы этих гранитов образовались, по Баклунду, за счет иотнийских осадков и окружающих архейских пород при процессах, родственных метасоматозу. Такое преобразование произошло благодаря притоку щелочных алюминатов в виде эманаций, которые были фиксированы естественной пористостью (действительной и потенциальной) материнских песчаников.

Таким образом, Баклунд доводит до предела идеи французских петрографов (Термье и др.) о роли газовых эманаций в преобразовании горных пород. В статье Эккермана (1937) выдвинуты серьезные возражения против этих представлений Баклунда.

Весьма интересные идеи, удачно увязанные с геотектоническими проблемами, развивает М. Люжон в своей небольшой заметке «О происхождении гранита» (1930).

Люжон отмечает, что «в большинстве случаев гранит и другие кристаллические породы располагаются в земной коре, занимая место ранее существовавших горных пород, замещая их. Классические работы Мишель-Леви (Michel-Lévy), Барруа, Термье и Лакруа во Франции не оставляют в этом никакого сомнения. Недавно П. Корбэн и Н. Ульянов

(Corbin et Oulianoff) показали, что ксенолиты в протогидах Монблана позволяют установить первоначальное простиранье пород, превращенных в гранит.

Нам представляется, что все кристаллически-зернистые породы, занимающие свое место в процессе интрузии, не обязаны этим поднятию магмы.

Дальше он связывает образование гранитов с тектоническими процессами:

«В настоящее время установлено, что замыкание геосинклиналей может быть объяснено только как результат дрейфа материков. Так, например, Альпы обязаны своим возникновением раздавливанию масс, находившихся между двигавшейся к северу африканской глыбой и герцинокаледонским континентом. Энергия, связанная с перемещением подобных масс, частью была поглощена при образовании глубинных складок и покровов перекрытия, частью же эта механическая энергия на глубине перешла в тепловой эквивалент. Благодаря этому процессу выделения огромных количеств теплоты и образовались кристаллически-зернистые породы.

... В истории горных цепей, развившихся из геосинклиналей, имеют место три фазы:

А. Образование эмбриональных складок, поглощающее сравнительно небольшое количество энергии.

В. Собственно складчатость, в процессе которой энергия поглощается благодаря сжатию геосинклиналей и сокращению избыточной поверхности путем образования покровов.

С. Фаза гранитизации.

Геосинклиналь сжимается до такого предела, когда в самых внутренних ее областях находящиеся там корни покровов принимают вертикальное положение или даже опрокидываются назад. С этого момента там уже не могут иметь места горизонтальные перемещения масс типа больших покровов. Тогда избыточная энергия должна быть поглощена иным способом. Механическое действие в общем уступает место все возрастающему метаморфизму и плавлению пород или, если угодно, такому процессу, который преобразует формации различного состава в кристаллически-зернистые породы; главнейшей из них является гранит, по причине преобладания глинистых осадков в глубине геосинклинальных впадин. Таким образом возникновение гранита есть последний эффект тангенциального сжатия геосинклиналей».

Концепция Льюжона как будто дает нам объяснение тех основных закономерностей, которые очерчены в начале этой статьи. Помимо энергии тектонических процессов, как главной причины возникновения гранитов в связи с орогенезисом, необходимо учитывать дополнительное влияние радиоактивного тепла (приток которого увеличивается при образовании компенсационных выступов суши) и указанную Эскола возможность выплавления гранитной эвтектики из пород различного состава при сравнительно невысокой температуре.

Развивая эти идеи, я попытаюсь в следующих главах подробнее рассмотреть вопрос об энергетическом режиме орогена, о возможных источниках тепла, зарождении магматических очагов и о их химизме. Вкратце эти соображения были доложены на XVII сессии Международного геологического конгресса (Кропоткин, 1937).

ГЛАВА II. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОРОГЕНА

Эпохам и фазам орогенезиса предшествуют периоды спокойного развития орогена, обычно сопровождаемые аккумуляцией мощных толщ терригенных осадков. В это время во всей толще литосферы устанавливается нормальное гидростатическое давление и температура, достигающая, вероятно, 600—1000° на глубине 30 км, как о том свидетельствуют данные геофизики для современной эпохи.

Установлено, что в эпохи орогенезиса в определенных зонах литосферы, охваченных тангенциальным сжатием, локализуется боковое давление (стресс), достигающее нескольких тысяч атмосфер. В нижней части литосферы, где благодаря высокой температуре породы более пластичны, давление остается гидростатическим.

Величина бокового давления (стресс) в орогенических зонах может быть определена лишь приблизительно. Из опытов Адамса и Банкрофта (Adams and Bancroft, 1917) и Григгса (Griggs, 1936) эта величина определяется в 5 000—10 000 ат и выше. Сопротивление минералов давлению, необходимому для раздробления, разрыва или изгиба, дает величины от 1 000 до 28 000 ат. Боковое давление, необходимое для того, чтобы уравновесить горные сооружения и компенсационные выступы в процессе их образования, составляет не менее 1500 ат. На основании этих данных в дальнейшем при расчетах принята, как наиболее вероятная, величина бокового давления около 5000 ат. В эпохи тектонического покоя боковое давление падает до нуля.

Посмотрим теперь, каков будет энергетический эффект тех процессов, которые протекают в новых условиях давления и температуры, возникающих в эпохи орогенезиса.

Эти процессы следует разделить на три группы:

I. Изменение количества внутренней энергии вещества в новых условиях давления и температуры (теплота химических реакций и т. п.).

II. Превращение механической энергии сжатия в тепловую. Источник энергии внешней (работа дислокационных сил).

III. Постоянные процессы (см. ниже).

Рассмотрим по порядку все эти процессы и попытаемся дать приблизительную количественную оценку вызываемому ими тепловому эффекту.

I. Изменение количества внутренней энергии вещества в новых условиях давления и температуры

1. При сжатии изменение внутренней энергии твердого вещества, не переходящего в другую фазу, может быть как больше, так и меньше работы сжатия, равной $p \cdot \Delta V$, где p — давление, ΔV — изменение объема при сжатии. В твердом веществе, как указывает Бриджмен, «изменение внутренней энергии с давлением определяется уравнением:

$$\left(\frac{\partial E}{\partial p}\right)_T = -T \left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_p - p \left(\frac{\partial V}{\partial p}\right)_T$$

где T — абсолютная температура, E — внутренняя энергия.

Обычно $\frac{\partial E}{\partial p}$ при низких давлениях отрицательно, т. е., если вещество подвергается сжатию, то энергии в виде тепла выделяется больше, чем было приложено механической работы. Объяснение этому следующее: междуатомные силы под действием данных условий в среднем являются притягательными и потенциальная энергия этих сил уменьшается по мере того, как атомы прижимаются друг к другу плотнее, на величину большую, чем увеличение потенциальной энергии отталкивающих сил» (Бриджмен, 1935).

При изменении давления от p_1 до p_2 соответствующее изменение внутренней энергии составит:

$$Q = E_{T, p_1} - E_{T, p_2} = \int_{p_1}^{p_2} \left[T \left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_p + p \left(\frac{\partial V}{\partial p}\right)_T \right] dp.$$

Подставляя $\left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_p = 3.75 \cdot 10^{-5} (1 - 2.5 \cdot 10^{-5} p)$ по Вильямсону (Williamson) и Адамсу и $\left(\frac{\partial V}{\partial p}\right)_T = -2 \cdot 10^{-6} (1 - 2.5 \cdot 10^{-5} p)$ по Коцу, Саики, Андерсен, Сосман (p выражено в мегабарах) и учитывая соотношения между p_1 (первоначальное гидростатическое давление) и T (температура на соответствующей глубине, при нормальном геотермическом градиенте), найдем $Q = 0.3 - 1$ кал. на 1 см^3 при $p_2 - p_1 = 5\,000 - 10\,000$ ат.

Это показывает, что непосредственный тепловой эффект сжатия, когда вещество уменьшается в объеме, не участвуя в химических реакциях и не изменяясь в фазовом состоянии, весьма незначителен.

2. Изменение количества внутренней энергии при изменении фазового состояния вещества. В этом случае за счет фаз, существовавших при условиях T, p_1 , образуются фазы, устойчивые при новых условиях T, p_2 . Увеличение или уменьшение энергии выражается в теплоте соответствующих реакций.

При повышении давления, по правилу Ле Шателье (Le Chatelier), образуются вещества с меньшим удельным объемом. Почти всегда физико-химические превращения, идущие с уменьшением объема, — обменные химические реакции, полиморфные превращения, конденсация паров, кристаллизация из жидкости и пр. — сопровождаются выделением энергии, т. е. являются экзотермическими. Для силикатов исключений из этого правила, кажется, не отмечено.¹

Образование кристаллических соединений с более плотной решеткой также сопровождается изменением величины энергии кристаллической решетки и выделением тепла.

Физический смысл этого правила состоит в том, что действующие между ионами притягательные силы (электростатическое притяжение по закону Кулона) во всех агрегатных состояниях вещества преобладают над силами отталкивания (отталкивание электронных оболочек ионов).² Поэтому при сближении ионов, т. е. при образовании более плотного соединения, освобождается потенциальная энергия.

Известно, что в условиях повышенного давления, особенно при динамометаморфизме, образуются новые минеральные агрегаты, состоящие из более плотных минералов, характеризуемых меньшим удельным молекулярным объемом, так называемых минус-минералов (диопсид, гранаты, дистен, ставролит, цоизит, микоиды). Соответствующее уменьшение объема при образовании метаморфических пород составляет от 5 до 25%, в среднем 10—15% [по Грубенману (Grubenmann, 1904), Бекке (Becke) и др.]. Это уменьшение объема, как видно из сказанного, должно сопровождаться выделением энергии в виде тепла. Приблизительную количественную оценку теплового эффекта можно попытаться получить из энергии кристаллической решетки (Капустинский, 1936, Кропоткин, 1940).

Не приводя всего расчета, укажу результаты. Уменьшение объема породы на 12% при перекристаллизации будет соответствовать умень-

¹ Редким исключением из этого правила является кристаллизация воды в лед I (тогда как кристаллизация в лед III, V, VI, по Тамману, подчиняется обычному правилу).

² Эти силы $F_1 = \frac{K_1}{R^2}$, $F_2 = \frac{K_2}{R^9}$, где K_1, K_2 — величины постоянные, R — расстояние между ионами. Лишь в твердом состоянии при очень высоком давлении

$$p = -T \frac{\left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_p}{\left(\frac{\partial V}{\partial p}\right)_T}$$

(Бриджмен, 1935) отталкивающие силы начинают преобладать над притягательными. В силикатных породах для этого потребовалось бы давление $p \cong 20$ Г мегабар, т. е. при температуре свыше 230° давление должно превышать 10 000 ат.

шению среднего расстояния между ионами на 4%, что в свою очередь отвечает изменению энергии кристаллической решетки приблизительно на 4%. Это значит, что выделится энергия в количестве около 1480 кал. на 1 г породы, так как расстояние между ионами в среднем составляет 1.85 Å и отклоняется в важнейших породообразующих минералах не более чем на 10% от среднего значения. Полученная таким образом цифра несомненно является преувеличенной и превышает, например, в несколько раз скрытую теплоту плавления породообразующих минералов. Точно вычислить нужные нам величины при современном состоянии теории и опытных данных оказывается невозможным. Можно сказать лишь одно — что при метаморфизме с уменьшением объема происходит весьма значительное выделение энергии, способное существенно изменить тепловой режим орогена в сторону повышения температуры.

Необходимо отметить, что при образовании глубинных изверженных пород (гранитов и др.), состоящих из плюс-минералов, за счет пород метаморфических, состоящих из минус-минералов, должно поглощаться в виде разности теплоты плавления вторых и теплоты кристаллизации первых количество энергии того же порядка (по закону Гесса).

II. Превращение механической энергии в тепловую. Источник энергии внешний (работа дислокационных сил)

1. Превращение механической работы в теплоту при трении движущихся друг относительно друга блоков горных пород на поверхностях разрывов, сбросов, надвигов и т. д.

Масштаб этого рода явлений колеблется в широчайших пределах от микроскопических разрывов и смещений при образовании милонитов до движения крупнейших масс горных пород, участвующих в надвигах и сбросах.

Мы не располагаем достаточными данными, чтобы определить величину тепловой энергии, выделяющейся при этих процессах. Ряд косвенных соображений (механика образования шарриажей и т. д.) указывает на то, что эти процессы не сопровождаются значительным тепловым эффектом. Принимая мощность надвига в 3 км, амплитуду горизонтального перемещения от 1 до 10 км и коэффициент трения на поверхности скольжения надвига 0.1—0.5, найдем, что на каждый квадратный сантиметр этой поверхности выделится от $2 \cdot 10^5$ до 10^7 кал. тепла. Имея в виду, что выделяющаяся при трении теплота распространяется в слое пород, расположенных над и под поверхностью скольжения надвига не менее чем на 1 км, найдем количество теплоты на 1 см^3 в этом слое равным от 1 до 50 кал. Так как образование крупных надвигов требует весьма продолжительного времени, то соответствующее выделение тепла в единицу времени оказывается весьма незначительным.

При процессах, вызывающих землетрясения,¹ в настоящее время выделяется в год не более 10^{-6} кал. на 1 г вещества в сейсмической зоне.

В тепловом режиме орогена этот источник энергии, повидимому, не играет большой роли и сливается в случае микроскопических нарушений с теплотою трения при пластических деформациях, рассматриваемой ниже.

2. Превращение механической работы в теплоту при пластических деформациях горных пород.

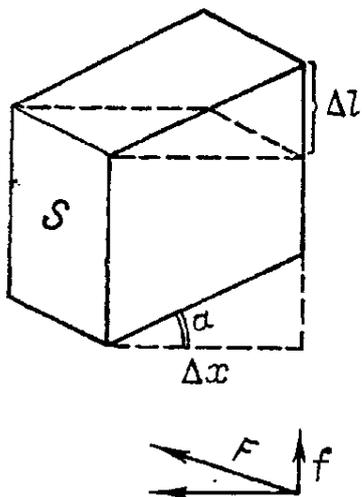
При пластических деформациях горных пород дислокационные силы преодолевают внутреннее трение пород, составляющее 10^{13} — 10^{20} единиц CGS. Работа при этом превращается целиком в теплоту.

¹ В энергию упругих сейсмических колебаний, по Джеффрису, превращается лишь $\frac{1}{300}$ всей энергии землетрясений, остальная же часть — в механическую работу разрушения и раздробления и в теплоту.

Повидимому (см. Schmidt, 1932) наиболее распространенным типом деформации в складчатых областях является простой сдвиг (simple shear) или дифференциальное движение (течение) вещества вдоль плоскостей, параллельных осевым плоскостям складок (фиг. 2). В жидкости сила f , необходимая для того, чтобы вызвать в двух слоях вещества с поверхностью S , расположенных на расстоянии Δx друг от друга, разность скоростей Δu , при условии, что движение представляет собой скольжение бесконечного числа параллельных поверхностей, равна: $f = \eta S \frac{\Delta u}{\Delta x}$ где η — коэффициент вязкости.

Имея в виду, что $\Delta u = \frac{\Delta l}{\Delta T}$ (T — время), и отнеся работу ΔA на единицу объема ($V = S \cdot \Delta x$), найдем $\Delta A = \frac{f}{V} \Delta l = 2,389 \cdot 10^{-8} \cdot \frac{\eta \text{tg}^2 \alpha}{\Delta T}$ кал./см³, т. е. чем медленнее производится деформация, тем меньше соответствующая работа.

Пока еще не установлено, в какой мере возможно переносить эти представления на деформацию твердого тела. Каковы минимальные напряжения, способные вызвать остаточную деформацию при длительном действии на горные породы?



Фиг. 2. Простой сдвиг. Начальное (обозначено пунктиром) и деформированное (обозначено сплошной линией) состояние тела.

Если принять вязкость горных пород, по Гутенбергу (Gutenberg), $\eta = 10^{20}$, $\alpha = 63^\circ$, $\text{tg} \alpha = 2$ и продолжительность деформации $\Delta T = 100$ тыс. лет, то $\Delta A = 3$ кал./см³.

В зонах сложных пликтивных дислокаций один и тот же объем породы в процессе складчатости деформируется неоднократно то в одном, то в другом направлении. Соответственно в несколько раз следует увеличить полученное нами значение теплового эффекта. Все же в этих процессах мы имеем, повидимому, второстепенный источник тепла в орогене.

3. Превращение механической работы в скрытую теплоту плавления и кристаллизации при плавлении под давлением.

Процесс плавления под давлением в условиях, описываемых ниже, является гипотетическим в применении к горным породам. Но

именно этот процесс может быть особенно интересен для понимания явлений ассимиляции и проникновения интрузий.

Из физической химии известно, что теплота превращения одной фазы какого-либо вещества в другую (ΔW) связана с изменением объема при этом превращении (ΔV), с абсолютной температурой превращения (T) и давлением (p, π) следующей зависимостью:

$$\left(\frac{dT}{dp}\right)_{\pi=0} = \frac{(V_2 - V_1)T}{\Delta W} = \frac{\Delta VT}{\Delta W} \dots \text{уравнение Клаузиуса-Клайперона (1)}$$

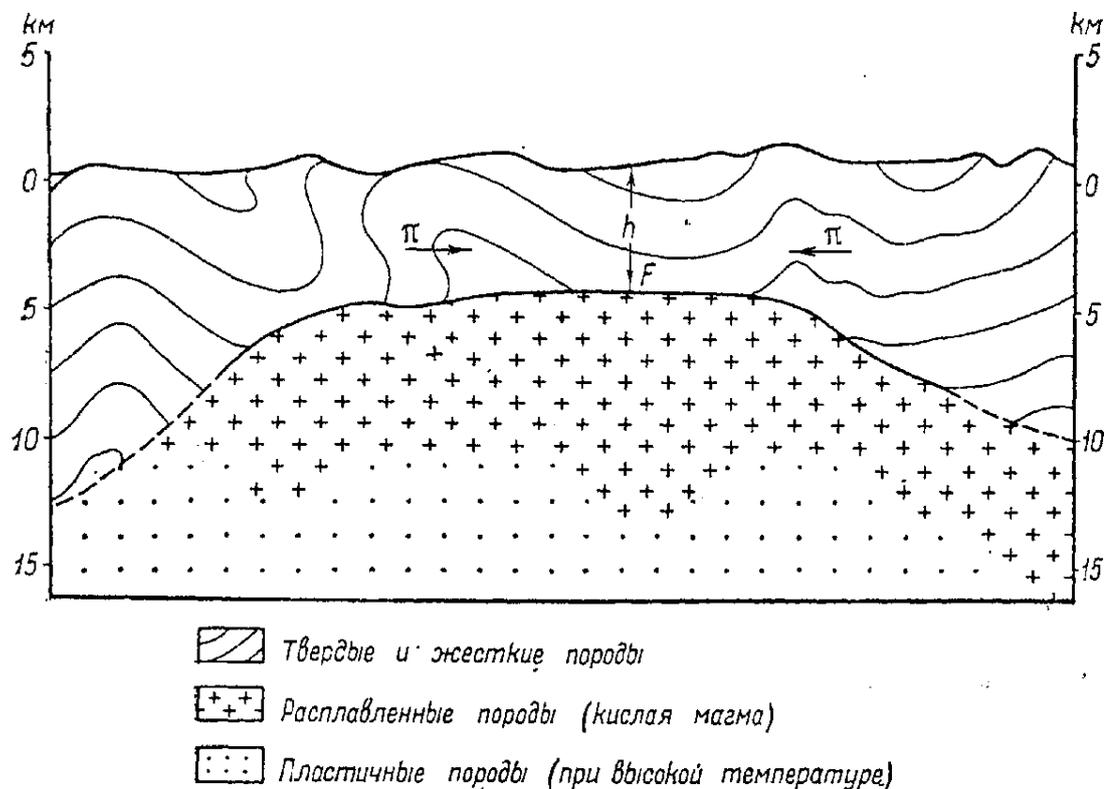
$$\left(\frac{dT}{d\pi}\right)_{p=0} = -\frac{V_1 T}{\Delta W} \dots \dots \dots \text{уравнение Джонстона.}^1 \text{(2)}$$

Здесь π — разность давлений в фазах (1) и (2), p — давление в фазе (2), $p + \pi$ — давление в фазе (1). В применении к плавлению какого-либо вещества, полагая фазу (1) твердой, фазу (2) — жидкой, ΔW есть скрытая теплота плавления (на 1 г), T — температура плавления, V_1 и V_2 — соответственно объем единицы массы твердой и жидкой фаз, $\Delta V = V_2 - V_1$ — изменение объема. Уравнение (2) дает нам понижение точки плавления на единицу давления при условии избытка давления в твер-

¹ Рике (Rieke), 1912; Джонстон и Адамс, 1913 (Johnston and Adams), 1913; Джонстон и Ниггли (Johnston and Niggli), 1913.

дой фазе по сравнению с жидкой фазой на величину π . Это понижение очень значительно и по абсолютной величине в $\frac{V_1}{\Delta V}$ раз больше, чем повышение точки плавления в случае равенства давлений в обеих фазах.

Уравнение (2) находит себе применение в анализе тех природных процессов, которые характеризуются избытком давления в твердой фазе по сравнению с жидкой фазой, находящейся с ней в равновесии. Таков процесс режелации — превращения снега в глетчерный лед и процесс растворения в условиях одностороннего давления, во многом аналогичный плавлению, при перекристаллизации по принципу Бекке-Рике (Грубенман и Ниггли, 1933, стр. 100).



Фиг. 3 (схема). Поперечное сечение части орогенической зоны с крупными гранитными интрузиями (ср. фиг. 7).

Это уравнение, повидимому, вполне возможно применить к процессу проникновения интрузии, занимающей внутреннюю часть складчатой структуры (фиг. 3). На контакте интрузии в точке F жидкая фаза — магма имеет давление p (гидростатическое), равное весу вышележащих пород $H \cdot d$ (d — плотность).¹ На твердую фазу — вмещающие породы кровли — в этой точке также действует давление $p = Hd$ и, кроме того, боковое давление (стресс) $= \pi$. Вмещающие породы будут плавиться при температуре T , значительно более низкой, чем нормальная температура их плавления T_0 . Температура плавления T при избытке давления в твердой фазе π определяется из следующего уравнения:

$$T = T_0 \left(1 - \frac{V_1 \pi - \Delta V p}{\Delta W} \right).$$

Для дальнейших подсчетов необходимо знать величину скрытой теплоты плавления ΔW . Скрытая теплота плавления породообразующих минералов составляет на 1 г от 30 до 130 кал. Скрытая теплота плавления пород такова: диабаз 90—100 кал. на 1 г, гранит, гранодиорит и монзонит — около 60 кал. (Дэли, 1936).

¹ Ниже (стр. 27) рассматривается вопрос о том, почему $p = Hd$ и в каких случаях может быть $p > Hd$.

Основываясь на минералогическом составе, мы примем в среднем для пород сиаля $\Delta W = 75$ кал./г, $T_0 = 1227^\circ$, $C = 1500^\circ$ абс., $\Delta V = 7.5\%$, плотность $d = 2.8$. Подставляя эти значения и выражая давление в атмосферах, получим $T_{\text{абс.}} = 1500 \left(1 - \frac{\pi - 0.075p}{8675} \right) = 1500 - \frac{\pi - 0.075p}{5.783}$. На-

пример, при $p = 1400$ ат (соответствующем 5 км глубины) и $\pi = 3000$ ат $T = 710^\circ$ С. Вообще, понижение точки плавления составит около 177° на 1000 ат избытка давления в твердой фазе (π). Однако нельзя распространять этот вывод на очень большие давления (как это делал Джонстон), при которых текучесть твердых горных пород не позволит возникнуть значительной разности давлений между твердой и жидкой фазой, вследствие истечения горных пород по направлению наименьшего сопротивления.

Сущность процесса плавления под давлением состоит в следующем. Для того, чтобы вырвать атом, молекулу из кристаллической решетки и переместить их в сферу беспорядочно движущихся молекул жидкости, необходимо произвести работу, выражающуюся в скрытой теплоте плавления. В тех случаях, когда твердое тело сжато и испытывает давление более высокое ($p + \pi$), чем давление в жидкой фазе (p) между атомами твердого тела возрастают упругие силы отталкивания. Эти силы действуют на атом, находящийся внутри твердой фазы, равномерно со всех сторон и взаимно компенсируются. Но тот атом, который находится на границе с жидкой фазой, испытывает действие этих сил лишь с одной стороны, со стороны твердой фазы. Он находится как бы под действием неравных давлений (p) с одной стороны и ($p + \pi$) с другой, разность которых (π) является силой, стремящейся вытолкнуть данный атом из кристаллической решетки в жидкую фазу. Ясно, что эта сила способствует перемещению атомов из кристаллической решетки в жидкую фазу, т. е. плавлению, и производит при этом часть работы перемещения (т. е. скрытой теплоты плавления). Механическая работа сжатия твердой фазы превращается в скрытую теплоту плавления, температура плавления соответственно понижается.

Для того, чтобы плавление происходило непрерывно, необходимо, чтобы непрерывно поддерживалась разность давлений в твердой и жидкой фазе, т. е. чтобы твердая фаза все время находилась под давлением (π).

Работа сжатия, превращающаяся в теплоту плавления, определяется из следующих соображений. Представим себе твердое вещество, сообщаемое с жидкой фазой такого же состава через отверстия ситовидного поршня или непосредственно. Поршень или груз оказывают на твердое вещество постоянное давление π (величиной p , за малостью ее, мы пренебрегаем). Пусть первоначальный объем твердой фазы равен V ; теплота, поглощаемая твердой фазой при плавлении под давлением, q кал. на 1 г, теплота кристаллизации жидкой фазы, равная по абсолютной величине скрытой теплоте плавления при обычных условиях, Q кал. на 1 г, плотность твердой фазы d . Работа, произведенная поршнем или грузом при полном расплавлении твердой фазы, $A = \pi \cdot V$. Нетрудно видеть, что после кристаллизации жидкой фазы должен выделиться избыток тепла $dV (Q - q) = \pi V$, так как $dQV = dqV + \pi V$.

Итак, в сложном процессе плавление под избыточным давлением ($p + \pi$) — кристаллизация при гидростатическом давлении (p) выделяется количество тепла, равное $\frac{\pi}{d}$ (в единицах CGS) на единицу массы. К этому же выводу приводит рассмотрение процесса плавления под давлением на основе кинетических представлений о строении материи.

На каждые 2.8 г расплава, образовавшиеся из 1 см³ твердой породы при давлениях (π) от 5000 до 10 000 ат, выделится при кристаллизации

избыток тепла соответственно от 121 до 242 кал. Если абсолютная температура в кровле развивающейся интрузии (фиг. 5) достигает $T = 1500^\circ - \frac{\pi - 0.075p}{5.783}$ (приблизительно), то неизбежно должно происходить плавление твердой фазы. Образующаяся жидкая фаза деформируется и немедленно начинает кристаллизоваться, так как $T < T_c$, температуры кристаллизации жидкости при давлении p . В процессе кристаллизации выделится избыток тепла в количестве 100—200 кал./см³ (2.8 г). Этого тепла достаточно для того, чтобы поднять температуру расплава на 125—250° (считая теплоемкость расплава $C = 0.288$ кал./г). Повышение температуры будет замедлять кристаллизацию (либо вообще приостановит ее) и способствовать дальнейшему расплавлению вмещающих пород.

Если позволяет температура, то плавление под давлением будет продолжаться до тех пор, пока поддерживается боковое давление в породах кровли. Интрузия размещается в живой складке, в процессе самой складчатости. В мертвой складке, лишенной тангенциальных напряжений, не создадутся благоприятные условия для плавления под давлением. В этом мы видим простое объяснение того, что «явление размещения магмы внутри осадочной оболочки происходит на фоне общего движения как магмы, так и осадочных пород во время складкообразования» и что оно затем «приостанавливается в силу одних и тех же общих условий, определяющих как процесс складкообразования, так и интрузивную форму магматизма» (Тетяев, 1934).

III. Постоянные процессы

Сюда мы относим: а) выделение теплоты при радиоактивном распаде и б) отдачу тепла с поверхности земли, пропорциональную геотермическому градиенту.

1. Выделение теплоты при радиоактивном распаде.

Радиоактивный распад урана, тория (вместе с прочими элементами их семейств) и калия сопровождается выделением тепла в среднем в количестве $7.8 \cdot 10^6$ кал. в год на 1 г пород сиаля (по Киршу). Этот источник тепла является постоянным, не зависящим от температуры и давления. В сочетании с теплопроводностью он определяет нормальный ход геотермической кривой, поднимающейся примерно до 1000° на глубине нескольких десятков километров и далее чрезвычайно постепенно возрастающей к центру земли.

2. Отдача тепла в верхние слои литосферы, с последующим излучением с поверхности земли, составляет, по разным данным, 55—78 кал. в год на 1 см² поверхности. Геотермический градиент при установившемся тепловом потоке $\frac{dT}{dH} = \frac{Q}{K}$, где Q — количество тепла, проходящее в единицу времени через единицу поверхности сечения, перпендикулярного к направлению теплового потока, K — теплопроводность, T — температура, H — расстояние по вертикали. Теплопроводность горных пород составляет в среднем 0.005 кал./см. сек. и увеличивается на 0.2—0.5% на каждую тысячу атмосфер давления (Бриджмен). При повышении температуры теплопроводность уменьшается на 5—18% (для различных пород) на каждые 100°. При температурах, близких к температуре плавления, теплопроводность горных пород уменьшается раза в два.¹

Это имеет большое значение для теплового режима литосферы. Повышение температуры на некоторой глубине при неизменном, постоянном по величине тепловом потоке обуславливает возрастающую

¹ Дэли (1914) принимал в своих расчетах уменьшение теплопроводности в 2—3—4 раза при температуре плавления пород.

с глубиной крутизну геотермической кривой за счет одного лишь уменьшения теплопроводности. Температура плавления горных пород достигается, соответственно, на меньшей глубине.

На небольшой глубине, вблизи поверхности, температура пород остается приблизительно постоянной, теплопроводность также, и, следовательно, геотермический градиент пропорционален величине теплового потока. Представим себе, что под влиянием экзотермических процессов, сообщивших в пределах некоторого участка земной коры в среднем по 60 кал. тепла каждому грамму породы (168 кал./см³) во всей 30-километровой толще сиаль, произошло региональное повышение температуры. Температура должна возрасти в полтора раза, т. е., например, на глубине 30 км вместо 600° составить 900°. Геотермический градиент и тепловой поток также возрастут в полтора раза и будут равны соответственно 65° на 1000 м и 70 кал. в год.

Сколько времени потребуется, чтобы все сообщенное экзотермическими процессами тепло удалилось и геотермическая кривая вернулась к исходному положению?

Если считать тепловой поток неизменным (70 кал. в год), то для этого потребуется около 7 млн. лет. В действительности, так как тепловой поток будет уменьшаться по мере уменьшения градиента, требуется большее время. Этот пример является яркой иллюстрацией чрезвычайной медленности теплового обмена в земной коре. Расчеты (Ингерсолль и Цобель, Кенигсбергер и др.) показывают, что для застывания крупных магматических масс требуются десятки и сотни тысяч, а может быть, и миллионы лет. Нарушения в тепловом режиме литосферы, вызванные орогеническими или иными процессами, рассасываются, ликвидируются необычайно медленно, в течение целых геологических эпох и периодов.

Отметим, что геотермические наблюдения, произведенные в тектонически различных областях, привели к замечательному результату, указанному ван Орстрандом (van Orstrand, 1935), де Люри и Лэном (1935), Кенигсбергером (J. G. Koenigsberger, 1937), Красковским (1939). Геотермическая ступень на докембрийских кристаллических щитах (Канада, Южная Африка, Кольский полуостров, Кривой Рог, Индия, Бразилия) имеет значения от 65 до 150 м, в среднем около 102 м/°С. На платформах и в палеозойских глубоко эродированных складчатых областях обычны ступени от 30 (Европа), 40 (Северная Америка) до 80 м/°С, но местами и более 100 м/°С. В то же время нефтеносные районы, расположенные по окраинам молодых областей и в мезо-кайнозойских прогибах, затронутых новейшими движениями, характеризуются геотермической ступенью от 10 (Грозненский район и др.) до 30 м/°С.¹ Наконец, в областях с третичным и современным вулканизмом геотермическая ступень колеблется от нескольких метров до 15 м/°С. В некоторых скважинах Иеллостонского парка (США) отмечены ступени 0.26—1.5, в Пятигорске 1.4 м/°С.²

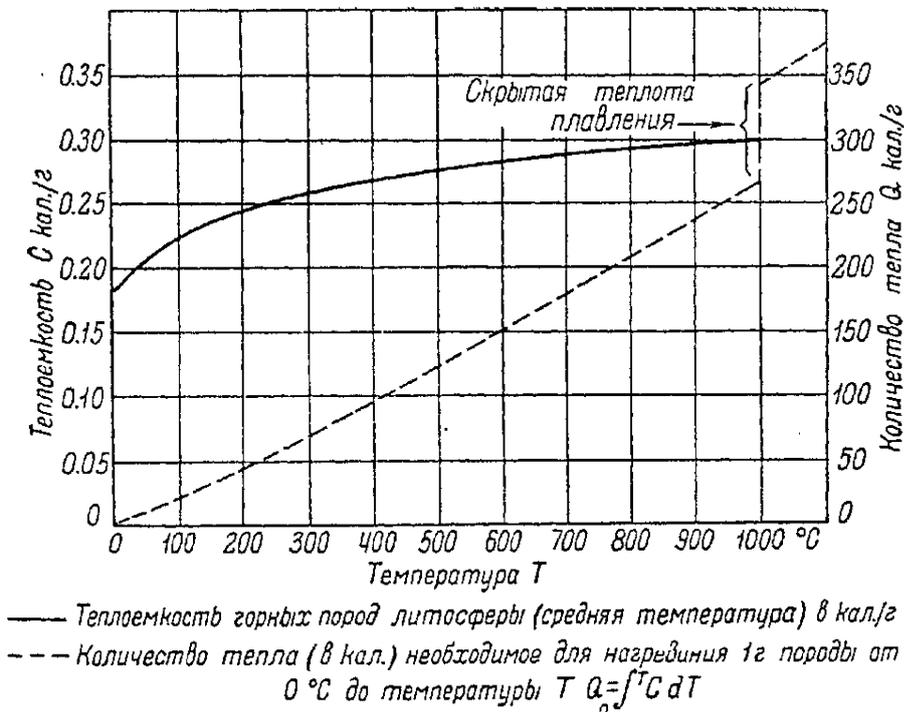
Эти закономерные изменения геотермического градиента не могут быть объяснены одними различиями в теплопроводности пород, но говорят о том, что тепловой поток в областях с молодой тектоникой и вулканизмом в несколько раз больше, чем на древних ненарушенных щитах и платформах. В молодых складчатых областях уже на глубине 4—5 км мы можем предполагать температуру в 500°, в то время как у основания древних континентальных глыб (10—15 км) температура вряд ли превышает 200°.

¹ Возможное выделение тепла при химических процессах в нефти не играет, по ван Орстранду, заметной роли.

² Помимо этих региональных особенностей замечено (ван Орстранд), что на сводах антиклиналей геотермическая ступень на 10—18% меньше, чем на крыльях, и значительно меньше, чем вне антиклинальных структур.

IV. Общая картина энергетического режима орогена

Пользуясь полученными данными, попытаемся сопоставить энергетический эффект различных процессов, протекающих в орогене, и влияние этих процессов на температуру. Прежде чем перейти к этому, необходимо сказать несколько слов о теплоемкости горных пород. Теплоемкость горных пород возрастает с повышением температуры и при высоких температурах более точно следует закону Дюлонга и Пти. Для среднего состава пород сиаля из формул Эйнштейна и Дебая для теплоемкости твердых тел (Эйтель, 1936) и по экспериментальным данным относительно теплоемкости породообразующих минералов при 0° и при 1000°, построена кривая теплоемкости (C) как функции от температуры,



Фиг. 4. Зависимость между температурой и теплоемкостью горных пород литосферы (среднее).

изображенная на фиг. 6. Рядом с нею дана кривая, изображающая количество тепла Q , необходимое для того, чтобы нагреть породу от 0° до некоторой температуры T .

$$\text{Таким образом } Q = \int_0^{T_x} C dT.$$

Для расчетов на 1 см³ надо величину C умножить на среднюю плотность $d = 2.8$. При 220° теплоемкость 1 см³ породы $C = 0.7$, при 1000° $C = 0.75$ кал./см³. Теплоемкость расплава или стекла больше теплоемкости твердой породы примерно на 0.01 кал./г при той же температуре.

Теперь перейдем к сравнению величины энергетического эффекта различных процессов, протекающих в орогене (табл. 1). Цифры, приведенные в этой таблице, несмотря на их неточность, дают все же некоторое представление об относительном значении различных процессов в тепловом режиме орогена. Из них видно, между прочим, что расплавление колоссальных масс пород при проникновении базальтовой магмы через многокилометровую толщу сиаля путем обрушения кровли и ассимиляции потребовало бы таких огромных количеств тепла, которых мы не найдем в самой базальтовой магме.

Поскольку выделение тепла при радиоактивном распаде и теплоотдача к поверхности взаимно почти компенсируются при любых условиях,

Энергетический эффект различных геологических процессов *

Процессы	Тепловой эффект на 1 см ³ пород сналь	Примечания
I. Изменения внутренней энергии вещества (см. также IV)		
1. Теплота, выделяющаяся при сжатии	от + 0.3 до + 1 кал.	
2. Изменение внутренней энергии при физико-химических превращениях:		
а) образование метаморфических пород (гл. обр. за счет осадочных), с уменьшением объема	+ значит.	
б) образование глубинных магматических пород за счет метаморфических, с увеличением объема	- значит.	
II. Превращение механической энергии дислокационных процессов в теплоту		
1. Теплота трения движущихся блоков пород и обломков	+ незначит.	
2. Теплота внутреннего трения при пластических деформациях	от + 0.1 до + 10 кал.	
3. Избыток теплоты кристаллизации над теплотой плавления при избытке давления в твердой фазе 5000 атм	+ 120 кал.	
III. Постоянные процессы		
1. Радиоактивный распад	+ 7.8 кал.	За 1 млн лет За 1 млн лет. На долю сналь отнесена третья часть всей потери тепла землею
2. Отдача тепла с поверхности	от - 6 до - 9 кал.	
IV. Нагревание, плавление и кристаллизация горных пород		
1. Нагревание от 200 до 500°	- 230 кал. }	475 кал./см ³ При отсутствии избыточного давления
2. То же, от 500 до 800°	- 245 кал. }	
3. Плавление	- 210 кал.	
4. Кристаллизация	+ 210 кал.	

тепловой режим должен зависеть от физических и физико-химических процессов в самих породах при их преобразовании под влиянием давления и температуры. К тому же это преобразование пород происходит почти адиабатически. Решающую роль, повидимому, играют: а) экзо- и эндотермические процессы при перекристаллизации пород и б) превращение механической энергии дислокационных сил в тепловую при плавлении под давлением и при пластических деформациях.

Как это бывает обычно, действие теплоты и давления противоположно. Теплота ведет к расширению тел, давление — к сжатию. Теплота способствует эндотермическим процессам, давление — экзотермическим. В орогенические периоды, когда давление в определенных зонах

* При расчетах боковое давление (стресс) принято равным 5000 ат.

литосферы резко возрастает, физико-химические равновесия сдвигаются в сторону экзотермических процессов и сжатия. Выделяющаяся теплота приводит к региональному повышению температуры, к метаморфизму, а местами и к расплавлению пород, которое при избыточном давлении в твердой фазе оказывается возможным при гораздо более низкой температуре, чем обычно.

В сжатых зонах происходит это плавление под давлением, которое, несмотря на увеличение объема при расплавлении, разрешает усилия дислокационных сил благодаря текучести, т. е. высокой пластичности расплава.

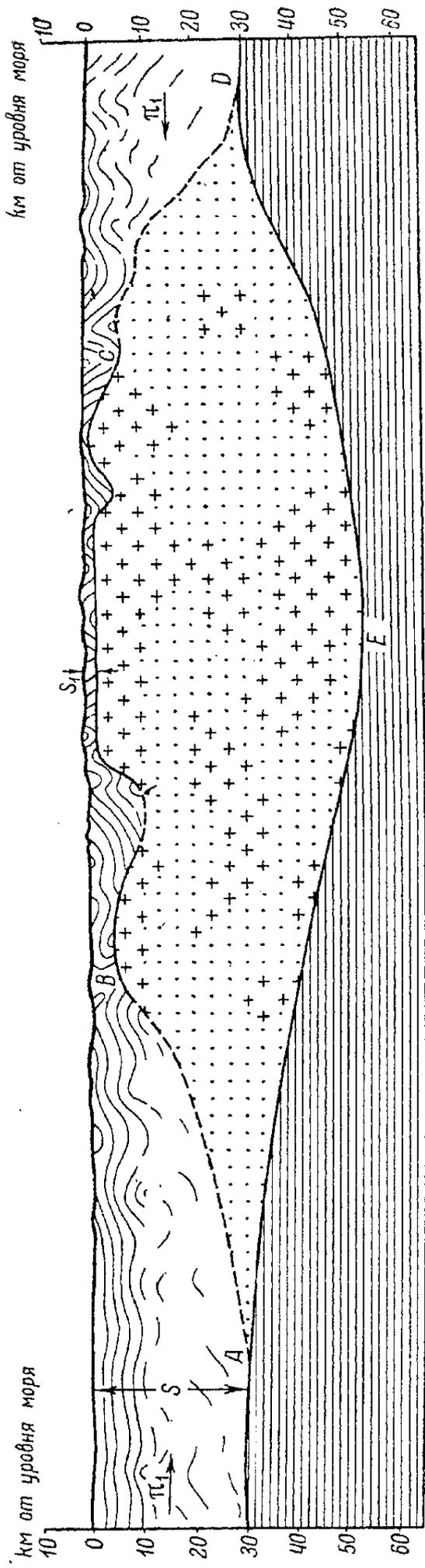
ГЛАВА III. СПОСОБ ПРОНИКНОВЕНИЯ ИНТРУЗИЙ

Общая картина зарождения кислой магмы и проникновения интрузий рисуется в следующем виде. Возникающее в определенной зоне литосферы боковое давление служит толчком для экзотермических реакций с уменьшением объема, протекающих при образовании метаморфических пород. Происходит региональное повышение температуры, постепенно охватывающее всю толщу сиаль. Благодаря притоку радиоактивного тепла возрастает температура в нижней части литосферы. Геотермическая кривая поднимается на более высокий уровень. Уменьшение теплопроводности также обуславливает более крутой ход этой кривой. Начинаясь складчатость сопровождается выделением тепла за счет преодоления внутреннего трения при пластических деформациях пород и за счет других процессов. В определенных участках все это создает благоприятные условия для расплавления пород сиаль *in situ* и зарождения очагов кислой магмы. При последующей кристаллизации также выделяется некоторый избыток тепла, в которое превращается механическая энергия, поглощенная при плавлении под давлением.

Вязкость веществ быстро уменьшается при увеличении температуры и возрастает при увеличении давления. Поэтому горные породы ниже известного уровня (ABCD, фиг. 5), благодаря высокой температуре, становятся значительно менее вязкими, более пластичными, чем в верхних частях литосферы. В них уже не может иметь места боковое давление, но лишь гидростатическое, так как при длительном действии бокового давления они «текут» в направлении наименьшего сопротивления. Все это хорошо известно из учения о вязкости и пластичности (Надаи, 1936). Боковое давление, действующее со стороны на пластичную массу, передается в ней, как и в жидкости, равномерно во все стороны. Опираясь с данными о вязкости и прочности горных пород, можно легко показать, что крупные массы пластичного вещества, заключенные в земной коре и испытывающие боковое давление π , должны приподнимать свою кровлю на высоту $h = \frac{\pi}{d}$, где d — плотность пород сиаль.

Движение «жестких» глыб сиаль, снимающих данную зону, встречает слабое сопротивление со стороны пластической массы ABCDEA (фиг. 7). Поэтому верхняя часть сиаль, имеющая сечение S_1 , принимает на себя почти целиком все давление, распределяющееся в «жестких» глыбах на сечение S , значительно большее по площади, чем S_1 . Следовательно, в верхней части литосферы боковое давление может быть в несколько раз большим, чем в «жестких» глыбах, почти достигая величины $\pi = \frac{S}{S_1} \pi_1$.* В какой-нибудь точке F на границе расплавленной массы

* Так как h составляет в молодых складчатых сооружениях 2000—3000 м, то $\pi_1 = 560—840$ ат. Вполне возможно, что $\pi = \frac{S}{S_1} \pi_1$ достигает 4000 ат при $\frac{S}{S_1} =$ от 4 до 7, а в осевых частях складок боковое давление поднимается, вероятно, до 5 000—10 000 ат (см. стр. 10).



-  Твердые и жесткие породы
-  Пластичные породы (при высокой температуре)
-  Расплавленные породы (кислая магма)
-  Базальтовый субстрат

Фиг. 5 (схема). Поперечное сечение орогенической зоны.

и вышележащих частей литосферы будет иметь место разность давлений, равная π , достаточная для того, чтобы вызвать плавление пород под давлением так, как это описано выше. Плавление под давлением будет происходить одновременно с сокращением поверхности BC в процессе складчатости, сдвигающей кровлю интрузии. Плавление и ассимиляция в значительной мере облегчаются влиянием летучих соединений, концентрирующихся в верхней части массива.

Интересно подсчитать, как далеко вверх может распространиться процесс плавления под давлением, который обычно рассматривается как «внедрение интрузий». Обозначим геотермический градиент в складчатой зоне G (в $^{\circ}C$ на 1 км), глубину — H (в км), давление стресс — π (в ат), гидростатическое давление — p (в ат), температуру (абсолютную) обозначим T и примем температуру плавления пород сиаль (при $p = 0$, $\pi = 0$) равной 1500° абс., температуру на поверхности земли 283° абс.

Как указано на стр. 15, плавление на контакте твердой фазы, имеющей давление $p + \pi$, и жидкой фазы, имеющей давление p , будет происходить при температуре

$$T_1 = 1500 - \frac{\pi - 0.075p}{5.783} =$$

$$= 1500 - \frac{\pi}{5.783} + 3.631 H.$$

Температура на глубине H будет $T_2 = gH + 283$. Условием плавления является $T_2 \geq T_1$. Решая оба уравнения совместно

при $T_2 = T_1$, найдем верхний предельный уровень плавления (в км. глубины)

$$H = \frac{1217 - \frac{\pi}{5.783}}{3.631}$$

На основании этого уравнения получена таблица 2.

Чем больше стресс, тем выше предельный уровень плавления, тем дальше вверх проникает магма. Становится понятным, почему именно в наиболее сжатых зонах и в антиклиналях поднимаются массивы глубинных изверженных пород.

Так как стресс достигает максимума на некоторой глубине (вероятно, 2—10 км) и сходит на нет как вверх, к дневной поверхности, так и вниз, с переходом в более пластичную зону, то и плавление под давлением имеет свой предел, определяемый не только температурным градиентом, но и тем, что вблизи поверхности боковое давление быстро убывает.

Таким образом, предлагаемая гипотеза разрешает вопрос, перед которым останавливается в бессилии теория обрушения кровли (Дэли, 1936, 136, 285), вопрос о том, почему магма батолитов, проникающая снизу сквозь десятки километров останавливается в своем поднятии на расстоянии 1—2 км от дневной поверхности.

Повидимому, процесс плавления под давлением и последующей кристаллизации, протекающий при пониженной температуре, связывается незаметным переходом с процессом перекристаллизации в твердом состоянии в ката-зоне. Подробнее об этом будет сказано ниже. Сейчас нас интересуют, главным образом, механические выводы из этих заключений. Затвердевание магмы, идущее по пятам за плавлением под давлением, и значительная вязкость переохлажденной магмы являются причиной того, что в некоторых случаях не происходит опускания крупных глыб и ксенолитов и обрушения кровли.¹ Приведенные соображения показывают, что поверхность гранитных массивов может определяться в общем распределением бокового давления и температуры в соответствующей части орогена во время образования массива. Эта поверхность будет волнистой, с выступами, выпуклостями (главным образом в антиклиналях) и выемками.

Сжимаясь под влиянием бокового давления π_1 , обычно значительно меньшего, чем давление в кровле интрузии (π), пластичная магматическая масса, как указано выше, оказывает давление на свою кровлю. В тех участках, где имеются выступы поверхности магматического массива, т. е. где кровля тоньше, это давление может вызвать деформацию. Представим себе, что сжатием π_1 стенок и свода магматического очага вытеснен некоторый объем жидкой магмы ΔV . Спрашивается, каким образом разрешится напряжение π_1 и куда переместится жидкость,

Таблица 2

Верхний предельный уровень плавления под давлением

Геотермический градиент G , °С на 1 км	Стресс π (в атмосферах)			
	0	2000	4000	6000
	километры			
30°	46.1	33.0	19.9	6.8
54°	24.3	17.4	10.5	3.6

¹ По оставшимся на месте ксенолитам иногда удается восстановить тектоническую структуру, замещенную интрузией [Люжон, 1930; Тетяев 1934; Андерсон (Anderson) 1937].

вытесняя где-то соответствующий объем ΔV ? Если это происходит путем поднятия кровли на некоторой площади S , в пределах которой кровля имеет среднюю мощность H и среднюю плотность d , то при поднятии будет произведена работа $A = A_1 + A_2$. Здесь A_1 есть работа перемещения данного блока кровли вверх на высоту $\frac{\Delta V}{S}$, т. е. $A_1 = SHd \frac{\Delta V}{S} = Hd\Delta V$, A_2 — работа преодоления трения при деформации (внутреннее трение) или при движении данного блока относительно прочих частей кровли.

Общая величина работы, произведенной сжимающей силой π_1 , равна $\Delta V \pi_1$. Очевидно, поднятие возможно тогда, когда $\Delta V \pi_1 \geq A = Hd\Delta V + A_2$ или $\pi_1 \geq Hd + \frac{A_2}{\Delta V}$.

При деформациях без разрывов величина $\frac{A_2}{\Delta V}$ в общем тем меньше, чем больше площадь S , и зависит от времени, в течение которого происходит деформация. При медленных деформациях, с которыми приходится иметь дело в данном случае, величина $\frac{A_2}{\Delta V}$, повидимому, настолько мала по сравнению с прочими, что ею можно пренебречь. Таким образом, $\pi_1 \geq Hd$ или $H < \frac{\pi_1}{d}$.

Следовательно, деформация и поднятие кровли возможны лишь в том случае, если мощность кровли не превышает известного предела ($H = \frac{\pi_1}{d}$). Деформация будет происходить прежде всего там, где кровля тоньше (т. е. главным образом, на выступах магматического массива) вне зависимости от размеров площади S поднимающегося блока кровли.¹

Таким образом, возникают куполообразные вздутия в кровле интрузивной массы и становятся более крутыми апикальные выступы. Механика процесса проникновения имеет много общего с механикой развития соляных куполов и диапировых структур. То и другое — тектоника пластичных масс (Надаи, 1936).

Вообще, как ни парадоксально это звучит, процесс складчатости и образования интрузий в орогенической зоне является, повидимому, в большей степени движением вещества вниз, чем вверх, к поверхности земли. Дело в том, что орогенические движения создают не только горные сооружения на поверхности земли, но и подкоровые компенсационные выступы сиаль, углубляющиеся на десятки километров в более плотный слой базальтового субстрата. Данные гравиметрических наблюдений говорят об этом достаточно определенно. Изостатическое равновесие сиаль (плотность $d_1 = 2.80$) и субстрата ($d_2 = 3.05$) требует, чтобы компенсационные выступы были в 7—11 раз больше выступов поверхности, соответственно отношению $d_1 : (d_2 - d_1)$. Поскольку равновесие почти всегда не является идеальным, можно допустить, что размеры компенсационных выступов оказываются то несколько больше, то меньше требуемых. Как показывает фиг. 8, уже на глубине 2,5—7 км от поверхности может преобладать движение книзу, выражающееся в образовании подкоровых выступов. Это движение, повидимому, чрезвычайно облегчается высокой пластичностью нагретых или расплавленных масс в пределах орогена. Возрастание мощности сиалической оболочки раза в два, происходящее в орогенической зоне в итоге горообразования, сильно увеличивает приток радиоактивного тепла. Напомню, что породы сиаль содержат значительно больше радиоактивных веществ, чем базальт субстрата. Тем самым поддерживается длительное существование кислой магмы в нижней части подкоровых выступов.

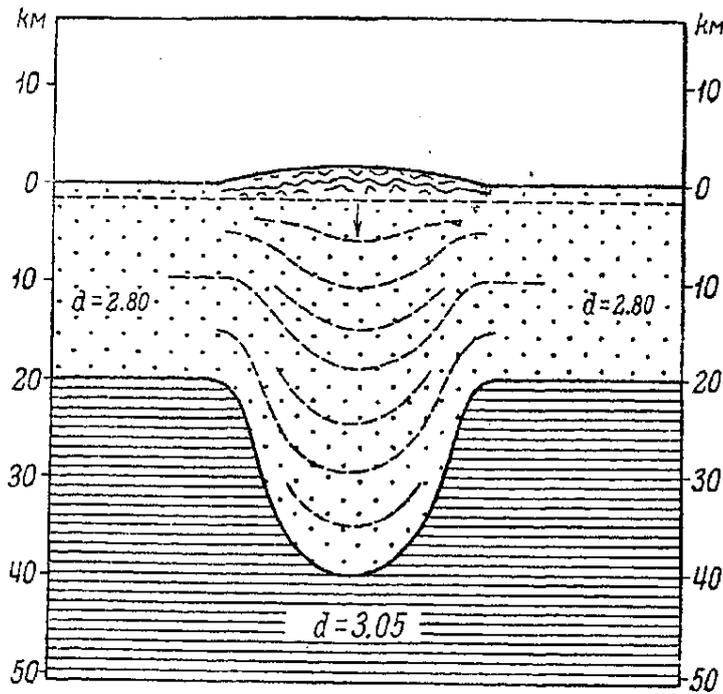
¹ С другой стороны, видно, что давление в пластичной массе (π_1) не может значительно превысить величину $p = Hd$ гр/см². В первом приближении мы можем считать $\pi_2 = p = Hd$, как это указано на стр. 14.

Из выпуклостей, апикальных выступов на поверхности батолита могут развиваться интрузии иного типа, в которых магма активно устремляется кверху, поднимая, раздвигая и прорывая свою кровлю. Это произойдет тогда, когда благодаря охлаждению магмы или каким-либо тектоническим нарушениям затрудняется свободное движение вещества из выступа в глубину магматического очага. Будучи сжат с боков, расплав не находит себе выхода книзу и в стороны. Давление в нем возрастает, передается во все стороны и в том числе на кровлю, которая вздувается или даже разламывается. В последнем случае происходят извержения и излияния лав. Если выхода на поверхность нет, то в магматической камере разность давлений в твердой и жидкой фазах постепенно уменьшается до нуля и процесс плавления под давлением, т. е. ассимиляции, прекращается. Отдавая тепло не только вверх, но и в стороны, благодаря крутым стенкам, расплав сравнительно быстро затвердевает и становится все более вязким. Движение магмы, более быстрое и однородное во внутренних частях, замедленное и неоднородное благодаря трению и застыванию вблизи контакта, отражается в ориентировке минералов и в образовании вытянутых шпир (т. е. слоев, отличающихся по вязкости и, соответственно, по скорости дифференциального движения). Наконец передача давления вверх становится невозможной, и поступательное движение магмы прекращается. Кристаллизация магмы фиксирует эти последние, затухающие движения.

Куполообразный массив, шток или лакколит принимает вид, знакомый нам из многих примеров. Укажу хотя бы описанный Болком (1931) гранитный массив Харней Пик в южной Дакоте (США), имеющий в поперечнике около 18 км. Куполообразная форма интрузии и созданной ею структуры; резкие нарушения во вмещающих отложениях, приуроченные к узкой полосе вокруг массива, почти полное отсутствие признаков ассимиляции и обрушения кровли, закономерная ориентировка минералов — все эти признаки здесь прекрасно выражены и подчеркнуты Болком в его заметке. Этот способ проникновения интрузий, свойственный изолированным магматическим массам, потерявшим сообщение с глубинным очагом, несомненно, имеет аналогию в образовании соляных куполов и диапировых структур.

Итак, мы можем сказать, что существует два способа проникновения интрузий, два типа интрузий, причем второй тип развивается из первого. Первый тип — автохтонные интрузии, проникающие путем плавления под давлением (ассимиляции), не нарушая тектонической структуры своей кровли, но, по удачному выражению Кьерульфа (Kjerulf), пожирая ее. Поднятия магмы здесь нет, есть лишь поднятие того уровня, до которого дошло плавление. Сюда относится большинство крупных кислых интрузий.

Второй тип — аллохтонные интрузии — развивается из выступов, выпуклостей интрузивов первого типа, и характеризуется активным подня-



Фиг. 6. Схема движения вещества в орогене.

тием самой магмы, нарушающей структуру кровли и создающей новые структуры в виде куполообразных вздутий. Ассимиляция при этом почти не играет роли. Размеры таких интрузий обычно невелики.

Наконец, смешанным подтипом можно считать интрузивные тела первого типа, которые в верхней части, в отдельных выступах, приобретают особенности интрузий второго типа. Этот подтип интрузий, повидимому, распространен почти в такой же степени, как и интрузии первого типа в собственном смысле.

ГЛАВА IV. ХИМИЗМ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

I. Проблема дифференциации основной магмы

Проблема химизма является пробным камнем в вопросе о возможности образования части изверженных пород путем переплавления и перекристаллизации пород сиалической оболочки, т. е. прежде всего осадочных отложений и продуктов их метаморфизма. Существует ли соответствие в химическом составе тех и других? Если этот вопрос разрешится в отношении глубинных пород, то тем самым выяснится и происхождение их эффузивных аналогов, так как генетическая связь между ними не вызывает сомнений.

Среди изверженных пород — как глубинных, так и эффузивных — по распространенности резко преобладают две группы — породы кислые (семейства гранитов, гранодиоритов) и основные (семейства габбро, базальтов), тогда как переходные типы пород встречаются гораздо реже (фиг. 1). Состав первых приблизительно соответствует среднему составу сиаль и осадочных пород, как это будет подробнее рассмотрено ниже. Состав вторых соответствует составу базальтовой геосферы, подстилающей материковые глыбы и ближе всего подступающей к дневной поверхности в области Тихого океана. Существование этой базальтовой геосферы аргументируется множеством геофизических, геохимических и регионально-петрографических данных. Геохимическая характеристика пород базальтовой геосферы и гранитов является достаточно определенной. Для первых характерно меньшее количество Si, повышенное содержание Mg, Fe, Ti, Cr, Ni, Cu, Pt, что еще более выявляется в ультраосновных породах. Для вторых — высокое содержание Si, K, Na, Li, Be, V, Zr, редких земель, U, Th и др.

Нет разногласий относительно того, что основные породы являются пришельцами из субстрата, чуждыми в сиалической оболочке — литосфере. Но связаны ли с ними генетически кислые породы? Образуются ли они в литосфере самостоятельно или обязаны своим происхождением дифференциации базальтовой магмы?

Теория дифференциации базальтовой магмы была разработана Боуэном (1934) на основе прекрасных экспериментальных исследований. Но при этом был сделан ряд упрощающих допущений и далеко идущая экстраполяция опытных данных, что привело к ошибочным заключениям. Непосредственные наблюдения над природными процессами были в значительной степени принесены в жертву отвлеченно-теоретическим представлениям.

Так, например, представления о резорбции ранее выделившихся кристаллов с образованием нового инконгруэнтно-плавящегося соединения в реакционном ряду темноцветных минералов оливин — пироксен — амфибол — биотит основываются главным образом на двух положениях: а) экспериментально установленном отношении такого рода между не встречающимся в горных породах минералом клиноэнстатитом и ортосиликатом форстеритом в системе $MgO - SiO_2$, б) существовании реакционных каемок с образованием пироксена по оливину, амфибола и биотита по пироксену и т. п.

По Боуэну, в тройной системе Mg_2SiO_4 (форстерит) — $CaMgSi_2O_6$ (диопсид) — SiO_2 имеется поле изоморфного ряда пироксенов, крайними членами которого являются клиноэнстатит, плавящийся инконгруэнтно, и диопсид, плавящийся конгруэнтно. Нормальным случаем в естественных расплавах Боуэн считает инконгруэнтное плавление пироксена. Между тем оказывается, что средний состав наиболее обычных пироксенов — авгита (из базальтов и долеритов) и диаллага (из габбро) характеризуется отношением молекулярных количеств $MgO : CaO = 51 : 49$ и $54 : 46$. При таком соотношении между окислами щелочных земель эти пироксены гораздо ближе к диопсиду, чем к клиноэнстатиту, и попадают в поле конгруэнтного плавления в системе форстерит — диопсид — кремнекислота. Позднейшие опыты Боуэна и Шерера показали, что в системе $MgO — FeO — SiO_2$ инконгруэнтность плавления не характерна для расплавов, содержащих более 20% $FeSiO_3$. В изученных системах большинство породообразующих минералов (оливин, плагиоклазы, лейцит, нефелин и др.), кроме Mg-пироксена и ортоклаза, характеризуется конгруэнтным плавлением.

Что представляют собой реакционные каймы? Нельзя провести различия между реакционными соотношениями в магматических породах и дейтерогенными в этих же породах после их кристаллизации и в метаморфических породах. Протопневматолитиз, автометаморфизм дают нам множество примеров образования пироксена по оливину, биотита по пироксену и амфиболу, мусковита и хлорита по биотиту. Эти явления описаны Седерхольмом (синантектические минералы), Лакруа и др.

Действительная сущность реакционных соотношений, включая дейтерогенез, состоит в том, что минерал не является чем-то неизменным и оторванным от окружающей среды, но все время находится во взаимодействии с нею и реагирует на происходящие в ней изменения, как и на изменения общих условий температуры и давления.

Эта среда может быть как магматическим расплавом первичного или остаточного состава, так и пневматолитовым и гидротермальным раствором или, наконец, твердой кристаллической средой окружающих минералов. В частности, в процессе кристаллизации магмы состав остатка все время изменяется и остаток реагирует с ранее выделившимися минералами независимо от конгруэнтности плавления, но общий состав кристаллов и остатка при этом может оставаться почти постоянным.

Изменяется ли состав магмы в том направлении, как рисует Боуэн? Петрографические наблюдения определенно указывают на раннее выделение и отсадку оливина из основной магмы. В отношении пироксена оседание кристаллов уже не так характерно. Пироксен и плагиоклаз выделяются почти одновременно, а затем, при некотором повышении кислотности, в средних и кислых эффузивах плагиоклаз иногда выделяется раньше. Это указывает, что 1) при высокой температуре, когда происходит выделение оливина, вязкость основной магмы еще позволяет кристаллам опускаться вниз, т. е. возможна гравитационная дифференциация, 2) при выделении пироксена, происходящем почти одновременно с выделением плагиоклаза, гравитационное разделение этих минералов становится почти невозможным, повидимому, вследствие вязкости магмы.

Но наиболее определенное решение вопроса о возможных путях изменения базальтовой магмы дает нам петрохимия. Переходя к этому вопросу, необходимо сделать небольшое отступление, касающееся методов современной петрохимии.

Много путаницы в вопросе об эволюции магмы было внесено теми системами числовых химических характеристик горных пород, в которых объединяются в одну группу различные окислы, как, например, CaO , MgO , FeO или K_2O и Na_2O .

Если подходить строго к вопросу о петрохимической эволюции

магмы, то можно положить в основу только отношения между отдельными элементами, так как нам известен приблизительно лишь элементарный состав магм. Соединены ли элементы в те или иные ассоциированные или диссоциированные молекулы, наблюдается ли параллелизм в поведении некоторых элементов, который позволил бы объединить их вместе в одну группу, — все это является либо совершенно гипотетическим, либо должно быть выведено, как следствие, из данных петрохимического анализа и поэтому не может составлять основу первичной петрохимической классификации.

В предлагаемых системах (Левинсон-Лессинг, Озани, Ниггли, Заварицкий) мы видим, к сожалению, обратную картину.

Возьмем, например, систему пересчета и изображения химического состава горных пород, предлагаемую А. Н. Заварицким (1926). В качестве параметров здесь взяты $a = (\text{Na}, \text{K}) \text{AlO}_2$; $c = \text{CaAl}_2\text{O}_4$; $b = \text{MgO} + \text{FeO}$ (включая Fe_2O_3) + часть CaO и, в некоторых случаях также часть Al_2O_3 и Na_2O ; $s = \text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$. Эти параметры, т. е. независимые переменные, в химическом отношении представляют собой нечто неопределенное. Например, в некоторых щелочных породах a — это на $9/10$ NaAlO_2 , а в калиевых гранитах это преимущественно KAlO_2 . Параметр b в диоритах состоит преимущественно из CaO , в габбро он содержит поровну CaO , MgO и FeO , а в перидотитах это может быть исключительно MgO или $\text{MgO} + \text{FeO}$; в щелочных породах, наконец, это может быть Na_2O и FeO (эгирин) и т. д. В крайних случаях ($\text{MgO} + \text{CaO}$ и $\text{Na}_2\text{O} + \text{FeO}$) в химической сущности параметра не остается ничего общего. Это обстоятельство делает невозможным переход от величин a, b, c, s к исходным данным химического анализа. Правда, в дальнейшем этот недостаток был устранен с помощью построения векторов при фигуративных точках (1936).

Если химическое значение этих параметров столь неопределенно, то что же они, в конце концов, собой представляют? На это можно ответить, что приблизительно a соответствует щелочным металлам полевых шпатов и фельдшпатоидов (но не пироксенов и амфиболов), c — извести и глинозему в анортитовой части плагиоклаза, b — металлам в молекуле ортосиликатов и метасиликатов и т. д. Определения параметров оказываются по существу не петрохимическими, а химико-минералогическими, и вся система, построенная на таких параметрах, приводит нас в лоно минералогической, а не химической петрографии.¹ Ясно, что с помощью подобных систем невозможно решить чисто петрохимические проблемы, как, например, проблему изменения химического состава в так называемом нормальном ряде горных пород. Отдельные стадии процесса дифференциации также получают при этом неправильное освещение. Так, например, в системах Озани, Заварицкого и др. породы от ультраосновных через габбро и диориты до кислых располагаются в стройный ряд. Как только мы отойдем от отвлеченной схемы и обратимся к конкретным соотношениям между окислами, эта стройная картина нарушается. Например, выделение оливина из базальтовой магмы удаляет вместе с MgO и FeO значительную часть SiO_2 , и в результате соотношение между SiO_2 и окислами Al_2O_3 , CaO , K_2O , Na_2O не только не приближается, но удаляется от такового в гранитах. Остаток эволюционирует не к граниту, а к анортозиту. Таков же результат выделения бронзита и гиперстена.

Отношение между окислами CaO и MgO , которые у Левинсон-Лессинга объединены в одну группу, является в действительности важней-

¹ По определению А. Н. Заварицкого, задачей петрохимии является «изучение соотношений между химическими составами горных пород, образующих естественные комплексы, и сравнительное изучение химизма этих комплексов» (Заварицкий, 1936). Я думаю, что нельзя сводить изучение химизма горных пород к изображению количественного соотношения породообразующих минералов, имеющих переменный состав.

ней характеристикой химического состава горных пород, позволяющей разделить их на две резко различные в генетическом отношении группы, отмеченные в предыдущем изложении.

Для решения петрохимических вопросов, и в особенности вопроса о комплементарности химического состава горных пород, мы будем изображать химический состав породы в прямоугольном треугольнике тремя фигуративными точками или, что то же, одной точкой с двумя векторами. Это даст возможность охарактеризовать в одном треугольнике, в котором таким образом совмещены три барицентрические диаграммы, соотношения молекулярных количеств семи окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO (включая удвоенное молекулярное количество Fe_2O_3 , т. е. окись железа, пересчитанную на закись), Na_2O и K_2O , сумма которых пересчитана на 100%. Пересчитанным соответствующим образом молекулярные количества отдельных окислов будем обозначать следующим образом: (SiO_2) , (FeO) , (K_2O) и т. д.

В прямоугольном равнобедренном треугольнике ABC (фиг. 9) сумма трех отрезков $DZ + EZ + FZ$, параллельных катетам треугольника, есть величина постоянная (равная AB): ее мы принимаем за 100%. Точку x мы строим по координатам (Al_2O_3) и (CaO) , координаты точки y будут $[(\text{Al}_2\text{O}_3) + (\text{K}_2\text{O})]$ и $[(\text{CaO}) + (\text{Na}_2\text{O})]$, точки z $[(\text{Al}_2\text{O}_3) + (\text{K}_2\text{O}) + (\text{FeO})]$ и $[(\text{CaO}) + (\text{Na}_2\text{O}) + (\text{MgO})]$. Отрезок $FZ = GZ$ будет равен (SiO_2) . Таким образом точка y с двумя векторами $xу$ и yz отображает состав породы на диаграмме.

Чтение такой диаграммы не представляет трудностей. Легче всего найти количества трех важнейших окислов — SiO_2 , Al_2O_3 и CaO (ср. si , al и c в системе пересчета Ниггли). Количество SiO_2 удобно определять по расстоянию от точки z до гипотенузы BC . Соответствующая шкала может быть построена делением высоты треугольника AH на 100 равных частей.

Эти три окисла занимают особое положение в характеристике горных пород. SiO_2 входит во все важнейшие породообразующие минералы и определяет кислотность изверженных пород. CaO является существенной составной частью как полевых шпатов, так и темноцветных минералов; в меньшей степени это относится к окиси алюминия (полевые шпаты, слюды, амфиболы). Три важнейших группы осадочных пород характеризуются накоплением SiO_2 (песчаники), Al_2O_3 (глинистые породы) и CaO (известняки).

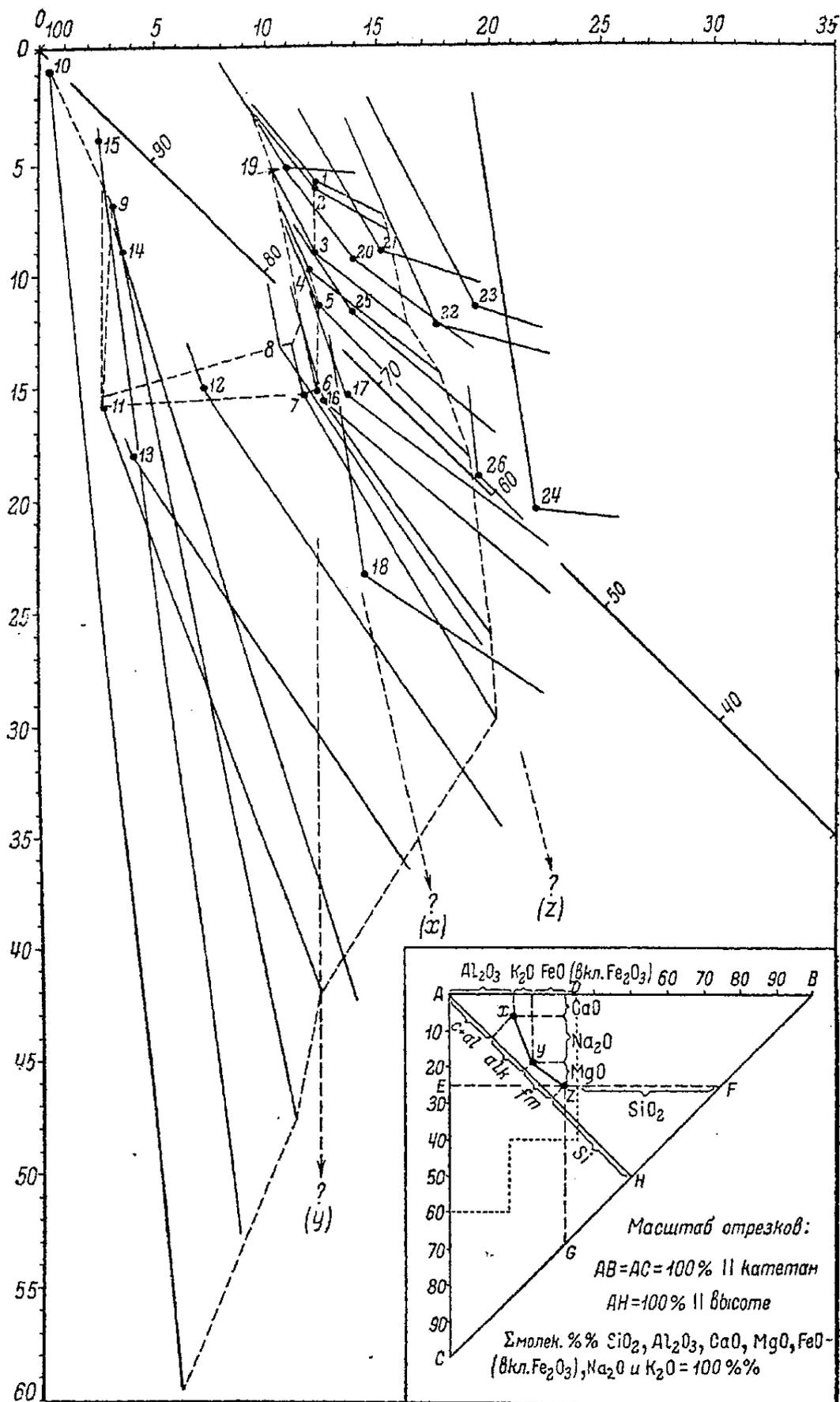
Проекция вектора $xу$, направленного налево и вверх, на высоту треугольника AH , выражает сумму молекулярных количеств щелочей (ср. alk у Ниггли). Проекция вектора $xу$ на катеты треугольника показывает (Na_2O) и (K_2O) , наклон вектора по отношению к координатным осям иллюстрирует отношение $(\text{Na}_2\text{O}) : (\text{K}_2\text{O})$, являющееся важной характеристикой породы (ср. k у Ниггли).

Проекция вектора yz , направленного вниз и направо, показывают количество магнезии и закиси железа (включая окись Fe), наклон вектора — отношение $(\text{MgO}) : (\text{FeO})$ (ср. fm , mg в системе Ниггли).

На диаграмме легко сравнима длина проекций отрезков ax , $xу$, yz , zH на высоту треугольника AH . Отношение этих проекций равно $(c + al) : alk : fm : si$ в обозначениях Ниггли. Сравнение длины отрезков $xу$ и yz выявляет соотношение между двумя антагонистическими группами элементов — щелочами, сосредоточенными почти исключительно в светлых минералах (полевые шпаты, фельдшпатоиды) и отчасти в слюдах, и железом и магнием, свойственными темноцветным минералам. Легко сравнимы также (CaO) и (Na_2O) , железо-магнезия и SiO_2 и т. д.

Математическое доказательство возможности решения вопроса о комплементарности на диаграммах такого рода состоит в следующем.

Имеем вещество (1), состоящее из окислов $A, B, C, \dots, K, \dots, N$, молекулярные веса которых равны соответственно $P_a, P_b, P_c, \dots, P_k, \dots, P_n$. Пусть некоторое количество этого



Фиг. 7. Диаграмма химического состава глубинных изверженных пород.

Состав породы изображается точкой с двумя векторами. Сумма молекулярных количеств семи окислов (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO вместе с Fe_2O_3 , пересчитанной на FeO , Na_2O , K_2O), принята за 100%.

Фигуративные точки среднего состава пород:
 1 — гранит средний, 2 — щелочноземельный гранит, 3 — гранодиорит, 4 — кварцевый диорит, 5 — диорит, исключая кварцевый диорит, 6 — габбро, исключая оливинное габбро, 7 — оливинное габбро, 8 — норит, исключая оливинный норит, 9 — перидотит средний, 10 — дунит, 11 — пироксенит средний, 12 — горнблендит, 13 — диаллагит, 14 — верлит, 15 — лерцолит, 16 — тешенит, 17 — эссекцит, 18 — ийолит, 19 — щелочный гранит, 20 — сиенит, 21 — щелочный сиенит, 22 — нефелиновый сиенит, 23 — фойаит, 24 — уртит, 25 — монзонит, 26 — анортозит.

Примечание. 11 — по Розенбушу, 9 — по Ферсману. Все прочие данные — по Дэли.

вещества M_1 разделяется на две части различного состава, т. е. на комплементарные вещества (2) и (3), массы которых соответственно равны M_2 и M_3 , причем $M_2 + M_3 = M_1$. Обозначая процентные весовые доли различных окислов в этих веществах через $a_1, a_2, a_3, b_1, b_2, b_3$ и т. д., получим

$$M_1 (a_1 + b_1 + c_1 + \dots + k_1 + \dots + n_1) = \\ = M_2 (a_2 + b_2 + c_2 + \dots + k_2 + \dots + n_2) + M_3 (a_3 + b_3 + c_3 + \dots + k_3 + \dots + n_3),$$

причем

$$a_1 + b_1 + c_1 + \dots + k_1 + \dots + n_1 = 100\%; \quad a_2 + b_2 + c_2 + \dots + k_2 + \dots + \\ + n_2 = 100\%; \quad a_3 + b_3 + c_3 + \dots + k_3 + \dots + n_3 = 100\%.$$

В веществах (1), (2), (3) выразим отношения молекулярных количеств первых K окислов (от A до K включительно) в виде пропорции K чисел, сумма которых равна 100%; эти числа обозначим $A_1, A_2, A_3, B_1, B_2, B_3$, и т. д.. Сумму молекулярных количеств указанных K окислов обозначим Z_1, Z_2, Z_3 .

Таким образом

$$\frac{M_1 a_1}{P_a} + \frac{M_1 b_1}{P_b} + \frac{M_1 c_1}{P_c} + \dots + \frac{M_1 k_1}{P_k} = Z_1; \\ \frac{M_2 a_2}{P_a} + \frac{M_2 b_2}{P_b} + \frac{M_2 c_2}{P_c} + \dots + \frac{M_2 k_2}{P_k} = Z_2; \\ \frac{M_3 a_3}{P_a} + \frac{M_3 b_3}{P_b} + \frac{M_3 c_3}{P_c} + \dots + \frac{M_3 k_3}{P_k} = Z_3.$$

Суммируя последние два уравнения почленно, получим $Z_2 + Z_3 = Z_1$, так как

$$\frac{M_2 a_2}{P_a} + \frac{M_3 a_3}{P_a} = \frac{M_1 a_1}{P_a} \text{ и т. д. Но так как } A_1 = \frac{M_1 a_1}{Z_1 P_a}, \quad B_1 = \frac{M_1 b_1}{Z_1 P_b} \text{ и т. д., то}$$

$$Z_2 A_2 + Z_3 A_3 = \frac{M_2 a_2}{P_a} + \frac{M_3 a_3}{P_a} = \frac{M_1 a_1}{P_a} = Z_1 A_1. \text{ Таким образом}$$

$$Z_2 A_2 + Z_3 A_3 = Z_1 A_1 = (Z_2 + Z_3) A_1. \quad (1)$$

Следовательно $Z_2 (A_1 - A_2) = Z_3 (A_3 - A_1)$, или $-\frac{Z_2}{Z_3} = \frac{A_1 - A_3}{A_1 - A_2}$.

То же для окислов $B, C, D \dots K$. Таким образом

$$-\frac{Z_2}{Z_3} = \frac{A_1 - A_3}{A_1 - A_2} = \frac{B_1 - B_3}{B_1 - B_2} = \frac{C_1 - C_3}{C_1 - C_2} = \dots = \frac{K_1 - K_3}{K_1 - K_2} \quad (2)$$

Если принять $A_1, B_1, C_1 \dots K_1$ за переменные величины, то система любых двух из этих уравнений будет уравнением прямой на плоскости, а трех — уравнением прямой в пространстве, проходящей через точки, соответствующие веществам (2) и (3). Фигуративная точка, соответствующая веществу (1), находится на этой прямой и делит

отрезок между (2) и (3) точками в отношении $\frac{Z_2}{Z_3}$, подобно тому, как это имеет место по правилу рычага. Если взять в качестве параметров соотношения семи (т. е. $K = 7$) наиболее распространенных окислов, как это сделано на предлагаемой диаграмме, то в подавляющем большинстве горных пород отношение $\frac{Z_2}{Z_3}$ оказывается

довольно близким к отношению $\frac{M_2}{M_3}$, выражающему правило рычага. Как уже давно было отмечено Розенбушем и Чирвинским, сумма молекулярных количеств в единице веса породы колеблется в сравнительно узких пределах. Отношение $\frac{Z}{M}$ варьирует от 1.45 (в сиенитах) до 1.8 и редко до 2.0 (в дунитах, змеевиках), отклоняясь от среднего значения обычно не более чем на 10—15%.

Остается рассмотреть применимость правила рычага к такому случаю, когда за координату точки принята сумма нескольких окислов (как это имеет место на нашей диаграмме для точек y и z), например $\Sigma = A + B + C$. Суммируя почленно уравнения типа (1), получим

$$Z_2 (A_2 + B_2 + C_2) + Z_3 (A_3 + B_3 + C_3) = Z_1 (A_1 + B_1 + C_1) = \\ = (Z_2 + Z_3) (A_1 + B_1 + C_1).$$

Следовательно

$$-\frac{Z_2}{Z_3} = \frac{(A_1 + B_1 + C_1) - (A_3 + B_3 + C_3)}{(A_1 + B_1 + C_1) - (A_2 + B_2 + C_2)}$$

Стало быть, правило рычага применимо здесь в такой же степени, как и в уже рассмотренном нами случае.

Основываясь на этих свойствах нашей диаграммы, выражающей соотношение семи наиболее распространенных окислов, мы можем графически рассматривать изменение химического состава при явлениях дифференциации, ассимиляции, привноса и выноса вещества. На одной прямой расположатся фигуративные точки дифференциата, исходного вещества и остатка или, в случае ассимиляции боковой породы, фигуративные точки чистой магмы, гибридной породы и боковой породы. Так как состав породы выражается тремя точками, то в каждом случае будет три таких прямых, проходящих соответственно через точки $x_2 - x_1 - x_3$, $y_2 - y_1 - y_3$, $z_2 - z_1 - z_3$. Фактически, в силу случайных отклонений, точки отдельных анализов рассеиваются на небольшом расстоянии по обе стороны от каждой из этих идеальных прямых.

Обратим внимание на то, как располагаются на диаграмме (фиг. 9) фигуративные точки так называемого нормального ряда пород от ультраосновных (перидотиты, пироксениты) через оливниновое габбро, габбро, диорит, кварцевый диорит и гранодиорит до гранита. Они образуют в пространстве дугу или ломаную линию, причем на крайней точке, т. е. на выпуклости этой дуги, располагаются габбро. От них идут две ветви, концы которых довольно близко подходят друг к другу.

Простым геометрическим построением мы можем определить на диаграмме то направление, в котором следовало бы искать породы, комплементарные к гранитам и диоритам, если принять габбро за породу исходного состава. Видно, что в этом направлении нет никаких горных пород. Ультраосновные породы располагаются в совершенно ином направлении.

Комплементарность можно усмотреть разве только в правой части нормального ряда (габбро—гранит), если предположить, что исходной магме отвечают, например, диориты, а продуктами ее дифференциации являются, с одной стороны, нормальные габбро, с другой — граниты. Но это было бы явной натяжкой, так как геологические данные говорят о слабой распространенности средних магм, затем в магматических породах среднего состава не отмечено несомненных случаев гравитационной дифференциации (вероятно, вследствие их большой вязкости) и т. д. Наконец, здесь уже была бы неприложима схема Боуэна, имеющая исходным пунктом именно габбровую магму состава пироксен + лабрадор (может быть, даже с некоторым количеством оливина).

Гораздо проще можно объяснить прямолинейность ветви габбро—гранит на диаграмме химического состава и наличие максимумов распространенности пород на концах этой ветви, если предположить смешивание двух магм, соответствующих двум геосферам — гранитной и базальтовой.

Итак, мы приходим к выводу, что в нормальном ряде горных пород комплементарность состава отсутствует. Следовательно, породы нормального ряда не могут быть продуктом дифференциации единой магмы. Нет также пород комплементарных к перидотитам, если за исходную считать магму габбро-базальтового состава.

Напомним, что недавно проф. В. Н. Лодочников на основании данных об отсутствии комплементарности и об относительной распространенности магматических пород пришел к выводу, что кристаллизационно-дифференциальная гипотеза «оказывается совершенно неприложимой к гипербазитам и находится в самом явном противоречии с фактами самого общего порядка известной нам в грубых чертах относительной рас-

пространенности тех или других горных пород на земной поверхности. Отсюда остается единственно возможный выход — признать кристаллизационно-гравитационную (и кристаллизационно-фракционную) гипотезу совершенно неприемлемой» (Лодочников, 1936).

Каковы же возможности эволюции основной магмы? Важной особенностью основных силикатных расплавов является их малая вязкость; большая текучесть и подвижность в жидком и в стекловатом состоянии по сравнению с кислыми. Это и позволяет основной магме проникать по трещинам сквозь тридцатикилометровую толщу сиаль и образовывать обширные покровы при излиянии на поверхности. Этим же объясняется возможность гравитационной дифференциации (опускание кристаллов оливина и сульфидов). Но дифференциация обычно не идет дальше образования безоливиновых габбро, с одной стороны, и оливиновых габбро и пироксенитов, с другой. Кроме увеличения вязкости здесь, вероятно, играет роль близость состава габбро, базальта к эвтектике пироксен—плагиоклаз. Движение основной магмы в процессе интрузии приводит иногда к дифференциации и образованию слоев пироксенитового и анортитового состава (стр. 46).

В своем проникновении сквозь толщу сиаль основная магма нередко существенно изменяет свой состав, механически захватывая, растворяя и проплавливая породы литосферы. Как и следовало ожидать, в тех случаях, когда основная магма проникает по разломам и трещинам через твердую кору литосферы на участках, где последняя не затронута орогенезисом и плавлением, состав ее изменяется незначительно. Таковы плато-базальты на щитах и платформах и основные эффузии в фазу углубления геосинклинали. Напротив, когда основная магма проникает сквозь зоны, охваченные орогенезисом, где имеются крупные массы сильно прогретых и частью расплавленных кислых пород, происходит более значительное смешивание и ассимиляция и образуются андезиты и дациты. Таков, например, Тихоокеанский пояс, в котором угасающая в настоящее время кислая магматическая деятельность альпийского цикла складчатости перекрещивается с активной деятельностью поднимающейся базальтовой магмы. Закономерное изменение состава эффузивов от порфиритов через дациты до липаритов, связанное с приближающейся ларамийской фазой орогенезиса и кислой магматической деятельности, с прибавлением все больших и больших порций кислой магмы, описано среди верхнемеловых эффузивов Охотского побережья в уже цитированной работе (Кропоткин и Шаталов, 1936). Иногда порции кислой и основной магмы, не успев взаимно раствориться, выжимаются из одного и того же канала, давая пеструю смену различных лав (Франция, Овернь).

Таблица 3

Средний химический состав гранитов, базальтов и андезитов (в %)

(по Дэли)

Наименование пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
Гранит γ . .	70.9	0.4	14.6	3.2	0.1	0.9	2.0	3.5	4.2	0.2	100.0
Базальт β . .	50.1	1.4	16.1	11.4	0.3	6.3	9.1	3.2	1.6	0.5	100.0
Андезит . .	60.5	0.8	17.6	6.2	0.2	2.8	5.9	3.6	2.1	0.3	100.0
Состав смеси 45β + 55γ	61.6	0.9	15.3	6.9	0.2	3.3	5.2	3.3	3.0	0.3	100.0
100											

Примечание. Вся окись железа Fe₂O₃ пересчитана на закись FeO.

Как и следовало ожидать, кривая распространенности ряда пород от базальтов через андезиты до дацитов имеет только один максимум. Чем больше примесь кислой магмы, тем реже встречается соответствующая порода.

В области Тихого океана субстрат подходит к поверхности ближе, чем где-либо. Здесь не происходит загрязнения основной магмы. Поэтому уже а priori наиболее чистым представителем магмы субстрата мы должны считать базальт-океанит.

Табл. 3 показывает, насколько близко подходит состав андезита к составу смеси базальтовой и гранитной магмы. Географическое распространение, как и химический состав основных и средних эффузий, в общем подтверждает эти теоретические предположения об эволюции основной магмы и образовании смешанных пород.

II. Проблема образования кислых изверженных пород

Если сравнить химический состав пород литосферы, т. е. прежде всего осадочных пород, с химическим составом глубинных пород кислой магмы, то обращает на себя внимание следующее: 1) состав наиболее распространенных пород кислой магмы — гранитов, гранодиоритов — близко подходит к среднему составу осадочных пород, 2) химический состав осадочных пород варьирует в гораздо более широких пределах, чем в изверженных породах (например, SiO_2 от 0—1% в чистых известняках до почти 100% в чистых песчаниках). Эти особенности становятся вполне понятными, если допустить, что при образовании глубинных пород за счет переплавления и перекристаллизации при высоких температурах осадочных и метаморфических пород вырабатывается некоторый средний состав, т. е. происходит гомогенизация. Ниже мы увидим, что процесс гомогенизации, при котором за счет гравитационного перемешивания (см. ниже), диффузии и тепловой конвекции магма становится более однородной, действительно неизбежен при определенных условиях.

Сравнение среднего состава послепаргейских терригенных серий, наиболее обычных в геосинклинали, со средним составом гранитов и гранодиоритов приведено в табл. 4.

Таблица 4

Химический состав терригенных отложений, гранитов и гранодиоритов и базальта-океанита (в %)

Наименование пород	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO (вкл. Fe_2O_3)	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Средний состав терригенных отложений ($\frac{5}{6}$ глинистых пород, $\frac{1}{6}$ песчаных, по Кларку)	67.6	0.6	15.0	5.8	Сл.	2.4	3.9	1.3	3.2	0.2
Средний состав гранитов и гранодиоритов, взятых в отношении 67 : 20 (по Дэли)	69.7	0.4	14.9	3.5	0.1	1.2	2.6	3.6	3.8	0.2
Средний состав базальта-океанита	46.0	1.7	8.4	12.4	0.1	21.9	7.5	1.3	0.4	0.3

Для сравнения приведен состав родоначальной магмы основных пород — базальта-океанита. Видно, что по всем окислам, кроме Na_2O ,

состав гранитов и гранодиоритов близко подходит к среднему составу осадочных пород, как этого и можно было ожидать, зная происхождение терригенных осадочных пород.

При сравнении данных анализов тех и других нужно иметь в виду, что кислые магмы, зарождающиеся в глубинной зоне складчатости, в ядрах антиклиналей, образуются часто за счет самых нижних членов разреза — докембрийских и нижнепалеозойских образований. Химизм последних значительно отличается от химизма современных осадков. Так, Э. Кайзер (E. Kaiser, 1931) указывает, что «если мы обратимся к имеющимся анализам глин, сланцеватых глин и глинистых сланцев, то нам бросится в глаза, что чем моложе формация, из которой происходит анализируемая порода, тем более выщелочены щелочные земли, щелочи и красящие составные части. Среди палеозойских и докембрийских глинистых сланцев много богатых щелочами, многие имеют высокое содержание Na_2O . Среди богатых K_2O глинистых сланцев большинство палеозойских имеет немалое содержание Na_2O [различные анализы Кларка (F. W. Clarke, 1924), J. Linck, 1913, F. F. Grout, 1925 и др.]».

По данным Кларка (Clarke, 1924), средние цифры химического состава мезозойских и кайнозойских глинистых пород показывают, что они гораздо богаче CaCO_3 (в три раза с лишним), беднее SiO_2 , Al_2O_3 и др., чем палеозойские глинистые сланцы. Вообще же данные анализов осадочных пород противоречивы и недостаточны как по количеству, так и по качеству самих анализов. Так, например, для глинистых пород, составляющих около $\frac{3}{4}$ всех пород, по сводке Кларка, мы основываемся всего лишь на 78 анализах. Из них 41% — анализы пород, выбранных для исследования не по петрографическим, а по техническим и другим соображениям (кровельные сланцы, огнеупорные глины и т. п.), или заведомо не типичных, например контактово-метаморфизованных.

С определенностью можно сказать лишь одно, что состав терригенных осадков варьирует во времени и что для сравнения с составом глубинных пород следует обратиться прежде всего к докембрийским отложениям и продуктам их метаморфизма (без привноса).

В этом направлении мы не располагаем достаточным количеством анализов, но зато можем обратиться к непосредственному свидетельству природы. В каждой глубоко эродированной области древнего щита или древней складчатой области, будет ли это Финляндия, Украина, Канада или Центральный массив (во Франции), мы можем наблюдать на огромных площадях, какие породы образуются в результате перекристаллизации или переплавления древних осадочных отложений. Образуются, главным образом, породы, имеющие минералогический и химический состав гранита, — гнейсы, гранито-гнейсы, гранулиты, а также и собственно граниты. Между ними нередки постепенные переходы. Так, например, Седерхольм в своей классической работе о гранитах и гнейсах, описывая примеры интенсивной гранитизации и переплавления, указывает, что «в районе, лежащем к северу от Ладоги, такие явления обычны. Здесь наблюдались постепенные переходы между гранитами и почти массивными слюдяными сланцами, причем между этими двумя породами нельзя было провести границы... Слоистость (foliation) гранитов не динамометаморфического происхождения, так как она обязана своим происхождением неполному плавлению и перекристаллизации слоистых пород» (Sederholm, 1907).

Аналогичные указания можно найти у Вегмана (Wegmann, 1935), Эскола, Феннера (Fenner) и др.

Так говорят факты. Странно, что вопреки этим ясным свидетельствам природы многие упорно стараются произвести гранит из базальта. Если наблюдения с определенностью указывают, что переплавление и последующая кристаллизация материала древних отложений дает не что

ное, как граниты, то возможно распространить этот принципиальный вывод и на переплавление древних отложений в глубинной зоне послепалеозойской складчатости (ср. Баклунд, 1936).

Здесь создаются несколько иные условия, чем при анатексисе на больших глубинах. Кровля и стенки магматической камеры сжаты боковым давлением, которое закрывает трещины и не создает возможностей для инъекции магмы в таком широком масштабе. Вероятно, ведущую роль здесь играет плавление под давлением, а не переплавление благодаря общему поднятию температуры. Температура боковых пород здесь ниже и пояс метаморфических пород уже, чем при глубинном региональном метаморфизме. Поэтому граница глубинной породы с окружающими — контакт — является более резкой. Нередко тектонические нарушения, перемещение масс различной вязкости друг относительно друга, еще резче подчеркивают эту границу.

III. Гомогенизация или дифференциация?

Что будет происходить в магме, образующейся путем расплавления пород *in situ*? Будет ли происходить дифференциация или гомогенизация, и в каких условиях? В жидкости, образовавшейся из неоднородных по составу и по плотности слоев различных пород, могут происходить три процесса, влияющие на однородность состава — гравитационное перемещение и разделение, диффузия и тепловая конвекция. Их мы и разберем по порядку. Но для этого необходимо сказать сначала несколько слов о вязкости силикатных расплавов.

Вязкость силикатов и силикатных расплавов, отвечающих по составу горным породам, экспериментально изучена целым рядом исследователей за последние годы (Физико-химическая минералогия, 1936, Эйтель, 1936). Этими исследованиями установлено, что вязкость кислых расплавов и силикатов гораздо выше, чем основных.¹

Коэффициент вязкости расплавленных горных пород и минералов в единицах CGS (пуазах) при 1400° составляет:

Диабаз	60	Андезит	1170
Базальт	55	Обсидиан	170 000
Базальт оливинный	119—136	Альбит (естеств.)	40 000
Андезито-базальт	138		

С понижением температуры вязкость очень быстро возрастает. Вязкость альбита с $4 \cdot 10^4$ пуазов при 1400° возрастает до 10^8 пуазов при 1150° (ниже температуры плавления, равной приблизительно 1250°); то же у ортоклаза. Изучение вязкости силикатных стекол при температурах ниже температуры плавления показало, что приблизительно при 500° на кривой изменения вязкости имеется точка перегиба, причем вязкость достигает $10^{13.5}$ — $10^{13.7}$ пуазов и далее с понижением температуры мало изменяется. При температурах выше точки плавления вязкость также изменяется незначительно. Наибольшее изменение вязкости наблюдается в интервале между температурой плавления и температурой, соответствующей вязкости 10^{13} . Для большинства жидкостей и, вероятно, также для силикатов (как это видно, например, из опытов

¹ М. П. Воларович и Л. И. Корчемкин (1937) находят возможным связать вязкость расплавленных пород при 1400° (η_{1400}) с коэффициентом кислотности по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу з следующим уравнением:

$$\lg \eta_{1400} = -\frac{23.3}{\alpha + 1.1} + 10.5 \pm 0.5.$$

Таким образом, чем больше коэффициент кислотности α , тем выше вязкость расплавленной породы.

Инглиша с натрово-силикатными стеклами) существует следующая зависимость между вязкостью η и температурой T :

$$\lg \eta = -A + \frac{B \cdot 10^3}{T - T_\infty}$$

В этой формуле A , B , T_∞ — индивидуальные постоянные. Присутствие летучих может значительно уменьшить вязкость (в сотни раз), но количественных данных по этому вопросу еще слишком мало. Давление увеличивает вязкость жидкостей, особенно у веществ, имеющих сложные молекулы. По опытам Бриджмена (1935), отношение вязкости различных жидкостей (главным образом органических соединений) при давлении 300 кг/см² к вязкости при атмосферном давлении варьирует от 2 до 188. В силикатах, судя по сложности строения молекул, соответствующее увеличение вязкости, вероятно, будет не больше, чем в десять раз. В реальной геологической обстановке влияние летучих в некоторой степени компенсируется влиянием давления. В своих дальнейших расчетах, основываясь на данных о вязкости кислых пород, натрово-силикатных стекол и стекол состава щелочных полевых шпатов, мы будем принимать коэффициент вязкости кислых магм при температуре, несколько превышающей температуру плавления, равным 10^4 , и при температуре 600—1000° — равным 10^{10} (т. е. примерно в 10 раз менее вязкости сапожного вара, равной $9.9 \cdot 10^{10}$ при комнатной температуре).

Теперь перейдем к рассмотрению процессов, протекающих в образующемся магматическом расплаве.

1. Гравитационное перемешивание

Если в жидкости каким-либо образом (например, за счет неоднородности первоначального материала) образовались участки различной плотности, то немедленно начинается опускание более плотных и поднятие менее плотных частей жидкости. Мы знаем, что даже ничтожная разница в плотностях, обусловленная тепловым расширением, приводит к такому перемещению частей жидкости, называемому в этом случае тепловой конвекцией.

Скорость опускания (или поднятия) сферы радиуса r , имеющей плотность d_1 , в жидкости, имеющей плотность d_2 и вязкость η , определяется по формуле Стокса:

$$V = \frac{2g}{9} \cdot \frac{d_1 - d_2}{\eta} r^2$$

(в единицах CGS; g — ускорение силы тяжести).

Эта формула приблизительно справедлива для сфер размером до 1—2 м. При больших размерах скорость продолжает возрастать с увеличением радиуса, но в иной пропорции.

Для того чтобы опускание осуществилось в очень вязких жидкостях, приближающихся в этом отношении к твердым веществам, имеющим способность к упругой деформации, величина $(d_1 - d_2)r$ должна превышать некоторое определенное значение. Дело в том, что отношение силы, действующей на сферу $g(d_1 - d_2) \frac{4}{3} \pi r^3$ (вес), к поверхности поперечного сечения сферы (πr^2) равно $\frac{4}{3} g(d_1 - d_2)r$ и выражает давление сферы на жидкость. Это давление должно превысить величину, необходимую для деформации очень вязкой жидкости.

Поэтому вполне возможно, что не только отдельные кристаллы, но и целые участки и «слои» не в состоянии опускаться в очень вязком расплаве, например в кислом расплаве (стекле) при 600—700°.

Но вернемся к расплавам, имеющим температуру 600—1300° и вязкость 10^{10} — 10^4 пуаз. Пусть мы имеем в таком силикатном расплаве жид-

кие слои, мощностью не менее 1 м, различающиеся между собой по плотности. Рассчитываем скорость опускания сфер, на которые распались слои под влиянием силы тяжести, полагая радиус сфер 100 см, разность плотностей 0.0042 (т. е. 0.15% d). Столь малая разность плотностей соответствует разнице в содержании SiO_2 всего лишь на 0.1—0.2%, как это можно определить, сравнивая плотности пород и соответствующих им стекол, от кислых до основных. При этих условиях скорость опускания сферы составит 283.6 м в год при вязкости $\eta = 10^9$ и 283.6 м в 1000 лет при $\eta = 10^{10}$ (т. е. в переохлажденном расплаве). Так как для застывания магматических массивов требуются десятки и сотни тысяч лет, то ясно, что даже в переохлажденных расплавах может произойти значительное перемещение частей расплава, имеющих различную плотность. Одновременное встречное движение жидких масс различной плотности, поднимающихся, опускающихся и проходящих друг сквозь друга, сопровождаемое диффузией между соседними обрывками слоев, их растягиванием, перетеканием и разделением на все более мелкие части, должно привести к некоторому перемешиванию. Это становится особенно ясно, если представить себе каждый слой разорванным на множество кусков различной величины. За одно и то же время более крупные из них опускаются на расстояние в тысячи раз большее, чем более мелкие (r^2 в формуле Стокса!). Произойдет полное рассеяние материала. В переохлажденных, весьма вязких расплавах в результате такого перемешивания однородность состава, может быть, будет достигнута раньше, чем наступит разделение более плотной и менее плотной магмы в пределах магматической камеры. Но в большинстве случаев, вероятно, происходит некоторое разделение расплавов по удельному весу. Более легкие расплавы, обогащенные щелочами и кремнеземом, кристаллизуются в верхней части массива, будучи связаны постепенным переходом с более плотными центральными частями массива. Этим, может быть, объясняется некоторый избыток Na_2O и SiO_2 в гранитах по сравнению со средним составом осадочных пород, поскольку нашему изучению в большинстве случаев доступны только верхние части массива.

Из сказанного ясно, что в сравнительно неподвижной массе жидкости не может возникнуть неоднородность такого характера, чтобы более плотные массы крупных размеров располагались над менее плотными. Малейшая разница в составе (на 0.1—0.2% SiO_2) должна привести к опусканию и поднятию соответствующих частей магмы. Даже при значительной вязкости магмы может иметь место опускание разнородных слоев, так как затвердевание крупного массива требует десятков и сотен тысяч лет. Расчеты времени, необходимого для застывания интрузии [Лэн (Lane), Ингерсоль, Кенигсбергер и др.], могут служить в этом случае прочной опорой, так как возможные ошибки (изменение теплопроводности и пр.) не отражаются на порядке величин. Указанная неоднородность может возникнуть и сохраниться только в сильно переохлажденном, весьма вязком расплаве (η , вероятно, $> 10^{10}$).

Происхождение такой неоднородности может быть двояким. В одних случаях движение вязкой магмы, вероятно имеющее характер ламинарного скольжения, приводит к образованию слоев различной вязкости и различного состава. Одни из них образуют своего рода смазку между другими, более консолидированными слоями — пластинами, скользящими параллельно контакту с различной скоростью. Такой процесс приводит к образованию шлировых гранитов, сиенитов и пр., которые описаны Клоосом, Болком и другими. Эти явления еще резче выражены в основных интрузиях.

В других случаях указанная неоднородность может быть унаследована от тех отложений, за счет переработки (переплавления или перекристаллизации) которых возникла данная интрузия. Это явление опи-

сано, например, Андерсоном (1937) из северной части кряжа Инио (Калифорния — Невада), где в биотито-роговообманковых гранитах заметна стратификация, с чередованием слоев различного состава и структуры, в различной степени обогащенных темноцветными минералами. Они представляют собой продолжение слоев вмещающих пород, как это видно на контакте. Граниты же, по мнению Андерсона, образовались путем перекристаллизации и замещения развитых здесь отложений.

Стратификация гранито-сиенито-гнейсового массива Ильменских и Вишневых гор на Урале также, вероятно, имеет реликтовый характер (Белянкин, 1915, 1926).

В явлениях неоднородности и стратификации магматических массивов петрограф имеет важный критерий для определения их происхождения.

Механически-активные интрузии гранитов (отнесенные нами ко второму типу гранитных интрузий, см. стр. 24), подобно интрузиям основных пород, часто характеризуются неоднородностью, полосатыми структурами или стратификацией, ориентированными по направлению движения, параллельно контакту.

Интрузии замещения, в большинстве случаев сложенные гранитом (первый тип, стр. 24), обычно являются однородными, благодаря процессам гомогенизации в сравнительно неподвижной магме. Граниты часто поражают своей однородностью. При этом некоторый средний состав, выработавшийся путем гомогенизации в пределах огромного объема гранитной интрузии, может резко отличаться от состава отдельных слоев, которым соответствуют различные вмещающие породы на видимом контакте гранита.

Иногда верхние части таких интрузий, ранее застывшие или бывшие более вязкими, благодаря более низкой температуре, выявляют реликты первичной неоднородности в виде основных краевых фаций, полосатых структур и пр., в общем случае ориентированных под углом к поверхности контакта.

2. Диффузия как фактор гомогенизации

Диффузия есть процесс перемещения молекул, приводящий к постепенному выравниванию концентрации данного вещества. Этот процесс происходит в жидкости по закону Фика, выражаемому формулой

$$\frac{dm}{dt} = -Dq \cdot \frac{dc}{dx},$$

где $\frac{dm}{dt}$ есть количество вещества (в граммах), диффундирующее через сечение q см² в единицу времени, c — концентрация (в граммах на 1 см³), x — расстояние в см, D — коэффициент диффузии. Коэффициент диффузии, в свою очередь, по формуле Эйнштейна составляет

$$D = \frac{R}{6\pi N_0} \cdot \frac{l}{\eta \cdot a},$$

где R — газовая постоянная, равная $8.313 \cdot 10^7$ эрг/град., $N_0 = 6.06 \cdot 10^{23}$, T — абсолютная температура, η — вязкость, a — радиус молекул.

Радиус молекул силикатов составляет (основываясь на ионных радиусах) примерно 2—4 Å. Принимая $c = 3.2 \text{ Å}$, мы вводим ошибку, не имеющую значения для наших расчетов в виду приблизительности определений. Формула Эйнштейна после этих подстановок, если отнести коэффициент диффузии, как это принято, к 1 суткам = $8.64 \cdot 10^4$ сек., принимает вид:

$$D = 2 \cdot 10^{-5} \frac{T}{\eta}.$$

Таким образом, при $\eta = 20$, $T = 1773^\circ$ абс. (т. е. 1500°), D будет равно 0.002. Экспериментальные определения коэффициента диффузии

плагноклазового расплава в диоксидовый дают величину $D = 0.015$ (Боуэн), т. е. величину в восемь раз большую.

Пусть мы имеем два различающихся по составу слоя жидкости, толщина каждого из них, y , вязкость и температура обоих слоев одинаковы.

Пользуясь приведенным у Боуэна (1921, 302) уравнением, выведенным на основании закона Фика, и принимая коэффициент диффузии $D = 2 \cdot 10^{-5} \frac{l}{\eta}$, мы можем определить время z (в годах), необходимое для того, чтобы разность концентраций в точках, находящихся посредине каждого слоя (т. е. на расстоянии $\left[\frac{1}{2} y\right]$ от их первоначальной границы), уменьшилась вдвое:

$$z = 52 \frac{y^2 \eta}{T} \text{ (приблизительно).}$$

Время, необходимое для того, чтобы разность концентраций уменьшилась вдвое, пропорционально квадрату расстояния y , коэффициенту вязкости η и обратно пропорционально абсолютной температуре T (табл. 5).

Таблица 5

Время (в годах), необходимое для того, чтобы разность концентрации в двух соседних слоях силикатного расплава уменьшилась вдвое путем диффузии при температуре около 1000°C

Расстояние y	Вязкость η в пуазах				
	10^2	10^4	10^6	10^8	10^{10}
Время z в годах					
1 мм	0.04	4	$4 \cdot 10^2$	$4 \cdot 10^4$	$4 \cdot 10^6$
1 см	4	$4 \cdot 10^2$	$4 \cdot 10^4$	$4 \cdot 10^6$	$4 \cdot 10^8$
10 см	$4 \cdot 10^2$	$4 \cdot 10^4$	$4 \cdot 10^6$	$4 \cdot 10^8$	$4 \cdot 10^{10}$
1 м	$4 \cdot 10^4$	$4 \cdot 10^6$	$4 \cdot 10^8$	$4 \cdot 10^{10}$	$4 \cdot 10^{12}$

Судя по тому расхождению между экспериментальными данными Боуэна и принятой нами формулой, которое отмечено выше, нужно думать, что в действительности время z при данных η и y будет в несколько раз больше значения, указанного в таблице.

При всей приблизительности полученных данных, сопоставление их с временем, необходимым для застывания магматических масс (порядка 10^4 — 10^5 лет), показывает, что диффузия имеет значение для выравнивания состава лишь на небольших расстояниях (до 0.1 м при вязкости не более 10^4 пуаз и до 1 мм при вязкости 10^8 пуаз).

Гораздо большее значение должно иметь поднятие пузырьков газа, резко отличающихся по плотности от окружающей среды, которое подчиняется вышеприведенной формуле Стокса (стр. 36). В известных условиях, как это хорошо выяснено Ниггли, в магме может происходить вскипание. Вязкий расплав, насыщенный пузырьками газа и поэтому менее плотный, всплывает (газ-лифт). Эти процессы, так же как и непосредственная диффузия, приводят к переносу H_2O , F, B, TiO_2 , алюминатов Na и др. в верхние части массивов и выносу их в породы кровли.

3. Тепловая конвекция как фактор гомогенизации

Принимая объемный коэффициент теплового расширения в силикатных расплавах равным $30 \cdot 10^6$ (Дэли, 1936), найдем, что при разности температур в двух участках магмы на 50° соответствующая разность плотностей (при совершенно одинаковом составе) будет 0.0042. Напомним, что такая же разность плотностей соответствует разнице в содер-

жании SiO_2 на 0.1—0.2%. Это сравнение показывает, что процессы гравитационного перемешивания должны играть гораздо большую роль, чем тепловая конвекция, и иллюстрирует уже высказанное положение о том, что «дифференциация есть смерть тепловой конвекции».

Опускание (или поднятие) сферы радиусом в 1 м при разности плотностей, соответствующей разности температур на 50° (0.0042), составит 283.6 м в тысячу лет при вязкости $\eta = 10^{10}$.

В магматических массах весьма однородного состава тепловая конвекция — всплывание более нагретых масс с глубины и опускание охлажденных масс — должна играть некоторую роль как фактор гомогенизации.

IV. Структуры пород и температурные условия их образования

Уже указывалось, что с нашей точки зрения процесс плавления под давлением, с образованием переохлажденного расплава, постепенно кристаллизующегося в породу, на глубине сливается незаметно с процессом перекристаллизации в твердом состоянии, происходящим более интенсивно в присутствии газовой фазы.

Диффузия в твердой среде также возрастает с увеличением температуры. Многочисленные явления перекристаллизации, образования смешанных кристаллов и др. обусловлены диффузией в твердой среде.

Насколько значительна перекристаллизация и диффузия вещества в твердых породах (в присутствии небольшого количества паров H_2O), иллюстрирует интересный опыт, описанный Левинсон-Лессингом (1933). «Кусок дунита в течение девяти месяцев подвергался действию высокой температуры в кладке мартеновской печи на Ижорском заводе. Кусок этот не подвергся плавлению, как можно судить по его внешней форме, на которой сохранились острые ребра, подшлифованная поверхность, остатки желтой коры выветривания, поверхность излома и торчащие кристаллы хромистого железняка. А между тем в породе произошла глубокая перекристаллизация, очевидно в твердом состоянии: змеевик исчез, он распался на пироксен и оливин, который соединился с прежним оливином, и весь оливин перегруппировался так, что получилось кучное его расположение, т. е. гломеробластическая структура; образовался ромбический пироксен с полисинтетическим двойниковым строением. Кроме того, образовался моноклинический пироксен, вся закись железа перешла в окись, и окислы железа диффундировали в оливин и образовали в нем пегматитовые вроски».

Эти данные о перекристаллизации и диффузии имеют особенное значение для понимания структуры глубинных пород. Выделение кристаллов из раствора или расплава определяется двумя факторами: а) концентрацией и б) растворимостью.

Фактором растворимости контролируется процесс отделения сульфидов, нерастворимых в силикатных расплавах (образование магматических месторождений сульфидных руд и т. п.).

В глубинных породах гипидиоморфной структуры (например в типичных гранитах), если судить по идиоморфизму минералов, полевые шпаты и кварц выделяются последними. Первыми выделяются некоторые окислы, циркон, темноцветные минералы. Эти наблюдения выражены в парадоксальной формулировке Розенбуша: «магма отделяет первыми минералы с наименьшей концентрацией», стоящей в прямом противоречии с основными представлениями физической химии о кристаллизации из растворов.

Повидимому, в медленно остывающих массивах глубинных пород в течение долгого времени после кристаллизации расплава сохраняется высокая температура, которая сопровождается — и не может не сопровождаться — диффузией и перекристаллизацией в твердом состоянии.

Этот процесс длится не девять месяцев, как в опыте Левинсон-Лессинга, а десятки тысяч лет, постепенно замирая по мере понижения температуры. Глубинные горные породы становятся такими, какими мы их изучаем, лишь при температуре 500—700° или ниже. В это время в них окончательно формируется знакомая нам структура. И лишь в периферических частях массивов и в гигабиссальных телах, где охлаждение наступает быстрее и раньше, сохраняется первоначальная порфировидная или гранит-порфировая структура, в которой ясно выступает руководящая роль фактора концентрации.

В очертаниях минералов в метаморфических породах замечаются различия по степени кристалломорфизма, аналогичные идиоморфизму. По этому признаку минералы метаморфических пород могут быть расположены в так называемый кристаллобластический ряд (Бекке), который для минералов, общих метаморфическим и глубинным породам, дает ту же последовательность, что и в обычном ряду минералов по степени идиоморфизма в глубинных породах: магнетит, сфен, амфиболы и пироксены, слюды, кварц и полевые шпаты.

Установлено, что степень идиоморфизма минералов в метаморфических породах и в рудах объясняется различной величиной кристаллизационной силы, свойственной минералам, при одновременном росте кристаллов и при замещении. Чем больше кристаллизационная сила, тем идиоморфнее кристалл. Канавал (R. Canaval) указал, что кристаллизационная сила прямо пропорциональна твердости и молекулярному весу и обратно пропорциональна плотности и числу атомов в молекуле минерала; кроме того, кристаллизационная сила зависит от особенностей расположения атомов в решетке. Действительно, порядок идиоморфизма минералов в глубинных и метаморфических породах в общем подчиняется этой зависимости. Наиболее твердые минералы — корунд, шпинель, циркон — отличаются в них наибольшим идиоморфизмом, вне зависимости от концентрации. Гипидиоморфно-зернистая и подобные ей структуры глубинных пород контролируются фактором кристаллизационной силы минералов.

Температура, при которой происходит образование глубинных кислых пород, может быть определена приблизительно, исходя из температурных пределов устойчивости минералов, как видно из табл. 6 (изменение температуры инверсии под давлением учтено приблизительно соответственно глубине 1—5 км).

Таблица 6

Температурные пределы образования минералов и горных пород	Примечания
Присутствие β-кварца (α-кварц по высокотемпературному β-кварцу) и отсутствие тридимита 600—900° Присутствие биотита < 850°	Тридимит только в эффузивах При более высокой температуре диссоциирует
Присутствие обыкновенной зеленой роговой обманки < 750°	При 750° переходит в красную
Присутствие (в контактах) волластонита < 1190°	При 1050° диссоциирует
Диссоциация кальцита с образованием волластонита > 500°	При 1190° переходит в псевдоволластонит
Температура плавления гранита, содержащего 6.5% H ₂ O 700 ± 50°	По Горансону, при давлении 2000 ат гранитный расплав растворяет 8.2% H ₂ O

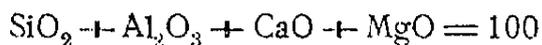
Для глубинных пород, в отличие от эффузивов, характерно отсутствие высокотемпературных тридимита, санидина, лейцита. Это харак-

терно не только для типичных абиссальных, но и для многих гипабиссальных пород (гранит-порфиры, порфиридные граниты), сохранивших неизменными главные черты первичной кристаллизации, и указывает, что кристаллизация начинается из расплава, имеющего температуру 600—750°. Окончательное же формирование состава и структуры завершается при еще более низкой температуре.

V. Химизм и происхождение изверженных пород семейства гранитов и гранодиоритов

Породы семейства гранитов и гранодиоритов по площади их распространения составляют вместе почти $\frac{9}{10}$ от общего количества глубинных пород. Это объясняется с нашей точки зрения тем, что состав гранита, гранодиорита отвечает среднему составу пород сиаль, т. е. прежде всего осадочных пород и продуктов их метаморфизма.

Наиболее наглядно это выступает на фиг. 10, представляющей собой проекцию фигуративных точек, соответствующих различным осадочным породам, состав которых пересчитан таким образом, что сумма весовых количеств окислов:



Три первые из этих четырех окислов характерны для трех важнейших групп осадочных пород, т. е., соответственно, для песчаников, глинистых пород и известняков. Густота точек отображает распространенность пород различного состава. Если нанести на этой же диаграмме фигуративные точки среднего состава глубинных пород различных семейств, то наглядно выступает следующая зависимость:

а) фигуративные точки всех глубинных пород сиаль, не связанных с субстратом, т. е. исключая габбро и гипербазиты, располагаются в поле составов осадочных пород, занимая большую часть этого поля и тяготея к средней его полосе;

б) точки состава наиболее распространенных глубинных пород, т. е. гранитов и гранодиоритов, располагаются на сгущении точек осадочных пород;

в) в общем между теми и другими существует соответствие по степени распространенности пород различного состава;

д) эквивалентные глубинные породы отсутствуют в крайних частях поля распространения осадочных пород, т. е. в тех частях, которые занимают чистые песчаники и известняки.

Это вполне закономерно и в дальнейшем изложении находит свое объяснение.

Соответствие в химическом составе гранитов и осадочных, главным образом глинистых, пород прослеживается не только в соотношении этих четырех элементов, но и во всех прочих окислах, кроме Na_2O . В петрографической литературе существует мнение, будто магматические породы легко отличимы от осадочных по соотношению

(в обозначениях Ниггли), т. е. суммы молекулярных количеств окиси кальция и щелочей к молекулярному количеству глинозема, которое в осадочных породах будто бы меньше единицы, в изверженных — больше единицы. В действительности, средний гранит (по Кларку, 1924), олицетворяющий собой больше половины глубинных пород, характеризуется отношением $(c + alk) : a = 93 : 100$.

При сравнении составов осадочных и метаморфических пород с составом изверженных необходимо учитывать различную подвижность элементов в условиях метаморфизма, магматизации и последующей кристаллизации. В этом отношении элементы могут быть разделены на три группы.

ция) и удаляющиеся по выводящим каналам за пределы магматической массы. Это H_2O , CO_2 , Cl , F , B , Li , Be , S (в SO и H_2S). В процессе магматизации эти элементы и соединения почти целиком удаляются из той породы, в которой они находились.

Поэтому, производя сравнение химического состава различных групп осадочных и магматических пород, мы отбрасываем элементы и окислы третьей группы, а сумму оставшихся пересчитываем на 100. Но и в анализах, пересчитанных таким образом, необходимо, при сравнении их, учитывать подвижность элементов второй группы.

Из сказанного понятно, почему в магматических породах содержится в несколько раз меньше C (CO_2) и S (SO_3 , H_2S), чем в осадочных. Если учесть, что исследованию большей частью доступна верхняя часть интрузивов, то, может быть, станет понятным, почему содержание Na_2O и в некоторой степени SiO_2 и минерализаторов оказывается в глубинных породах выше, чем следовало бы из среднего состава осадочных пород.

Указывают, в качестве возражения против возможности образования гранитов за счет переплавления осадочных пород, на большее богатство гранитов минерализаторами по сравнению с осадочными породами. Между тем, многие глинистые сланцы содержат воду в значительно большем количестве, чем граниты. Недавние исследования Гольдшмидта показали, что бор содержится в осадочных породах в значительно большем количестве (в среднем), чем в изверженных.

Можно ожидать, что различные по составу осадочные, метаморфические и другие породы, слагающие земную кору, в различной степени поддаются процессу магматизации. В известных условиях этот процесс имеет характер селективного плавления. Наиболее чувствительными и легче поддающимися плавлению, как и метаморфизму, должны быть глинистые и известково-глинистые породы. Из технологии глин известно, что примесь $CaCO_3$, зерен полевых шпатов и кварца (нечистые глины) делает их более плавкими (температура плавления 1200°). Вероятно, здесь играет роль образование микроскопических эвтектик.

Напротив, песчаники, состоящие почти целиком из кварца, который имеет температуру плавления 1713° , должны быть менее подвержены магматизации. И действительно, на Урале и в Карелии мы видим, как среди сложной серии глубинных пород — гранитов и других — тянутся по простиранию полосы кварцитов, как свидетели первоначальной природы этих серий. Барруа описал в Бретани характерный пример селективного плавления, когда песчаники сохранились в виде полос и ксенолитов среди гранитного массива.

Еще интереснее для нас судьба известковистых пород и известняков (температура плавления кальцита 1219°). В обычном случае мы имеем смешанные известково-глинистые, песчаные породы, содержащие SiO_2 , или более чистые известняки, залегающие среди силикатных пород. В процессе магматизации и последующей гомогенизации расплава $CaCO_3$ реагирует с SiO_2 . Кальцит диссоциирует на $CaO + CO_2$ после чего CaO соединяется с SiO_2 в молекуле метасиликата или анортита по мере того, как углекислота удаляется вверх. В особенности возможен этот процесс в расплаве гранитного состава, имеющем избыток свободной кремнекислоты и меньшую вязкость. Поэтому первичный кальцит редок в гранитах. Иное положение создается в расплаве, недонасыщенном SiO_2 , в особенности содержащем окись натрия в молекуле нефелина, жадной до соединения с кремнекислотой с образованием альбита. В условиях отсутствия свободной кремнекислоты кальцит сохраняется в породе, так как при этом реакция $NaAlSi_3O_8 + 2CaCO_3 \rightarrow NaAlSiO_4 + 2CaSiO_3 + 2CO_2$ оказывается невозможной. Этим, по моему мнению, объясняется присутствие заметного количества первичного кальцита в щелочных и ультращелочных породах (в миаскитах до

4.5%) и факт нередкого нахождения известняков в связи со щелочными породами, отмеченный Дэли.

Такая трактовка вышеприведенной реакции диаметрально противоположна той, которая положена в основу теории образования щелочных пород Дэли. Но, повидимому, первая лучше согласуется с наблюдаемой в породах ассоциацией минералов и с термохимическими данными.

Крупные массы известняков и мраморов также избегают разложения и гомогенизации в тех случаях, когда они погружены в недонасыщенный щелочный расплав. Они сохраняются в виде мраморов (о. Альнё) или магматических карбонатных пород, как карбонатиты, описанные Брэггером из области Фен в Норвегии. Эти своеобразные глубинные и жильные породы состоят главным образом из кальцита. Так же сохраняются блоки известняков и мраморов, захваченные щелочной магмой в своем движении (батогольский голец в Сибири; щелочной массив Шпицкоп, Секукунилэнд в Южной Африке и др.).

Теперь мы можем дать ответ, почему отсутствуют эквивалентные осадочные глубинные породы в крайних частях поля осадочных пород в треугольнике $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—CaO}$ (фиг. 10). В тех случаях, когда происходит гомогенизация, они отсутствуют потому, что растворяются, причем вырабатывается состав магмы, отвечающий среднему составу пород на большом пространстве, и, таким образом, крайние отклонения (SiO_2 , CaO) сглаживаются. В тех случаях, когда гомогенизация происходит лишь в незначительной степени или совсем не происходит, соответствующие породы сохраняются в виде кварцитов, мраморов, карбонатитов, смущая исследователей своей тесной связью с глубинными породами.

Вернемся теперь к гранитам и гранодиоритам. Если граниты соответствуют претерпевшим магматизацию и гомогенизацию песчано-глинистым отложениям, то гранодиориты отвечают таким толщам, в которых кроме песчано-глинистых осадков заметную роль играл известковистый или основной вулканогенный материал. Средний состав гранодиорита указывает, по сравнению со средним составом гранита, на увеличение содержания CaO в 2.21 раза и MgO — в 2.12 раз. Отношение $\text{MgO} : \text{CaO}$ изменяется с 0.486 до 0.409.

Как пример влияния состава ассимилированных пород на состав интрузии можно привести молодые кислые интрузии Восточной Сибири. Так, например, в области северного побережья Охотского моря и верховьев р. Колымы замечено, что многочисленные нижнемеловые интрузии, расположенные в полосе верхнетриасовых и юрских глинистых и песчано-глинистых осадков, представлены нормальными гранитами. Напротив, в полосе верхнемеловых интрузий по побережью Охотского моря получают особенное развитие гранодиориты (до диоритов), что можно поставить в связь с ассимиляцией широко распространенных здесь порфириров и их туфов (Кропоткин и Шаталов, 1936).

Многочисленные примеры влияния ассимиляции на состав кислой магмы приведены у Дэли (1936), Ноккольдса (Nockolds) и др.

Подобным образом в гомогенизированную кислую магму переходят из захваченных ею пород рассеянные, но приуроченные первоначально к определенным свитам и комплексам рудные компоненты (Тетяев, 1936). Гидротермальные и пневматолитовые эманации концентрируют в себе эти рудные компоненты, транспортируют вверх и отлагают затем в виде рудных месторождений.

Повидимому, чаще всего первичным металлоносным материалом, обогатившим кислую магму, являются захваченные ею серии основных эффузивов и их туфов. Основные изверженные породы, повидимому, содержат в рассеянном виде гораздо больше тяжелых и благородных металлов, чем кислые и осадочные породы. Но обычно основные магмы

не имеют достаточного количества летучих для того, чтобы концентрировать и транспортировать эти рудные компоненты. Концентрация и перенос осуществляются в захватившей и ассимилировавшей основные породы кислой магме. Связь металлоносности кислых интрузий с ассимиляцией основных пород на глубине заметна в рудном поясе, тянущемся на сотни километров вдоль полосы зеленокаменных пород (в основании свиты сланцев Марипоза и др.) и змеевиков в Калифорнии и Орегоне, или в распределении золотых, медных и полиметаллических месторождений на Урале, связанных с варисцийскими интрузиями и приуроченных, главным образом, к полосе прорванных ими зеленокаменных пород, тянущейся также на многие сотни километров.

Подобные закономерности выступают на Алтае, в Забайкалье и в других областях. Это рудные линии и пояса, выявляющие распределение рудных месторождений по простиранию определенного комплекса отложений.

Проблема металлоносности интрузий в таком аспекте почти никем не рассматривалась и могла бы составить предмет специального исследования.¹

VI. Химизм и происхождение изверженных пород семейств диоритов и анортозитов

Значительная часть глубинных пород этой группы генетически связана с субстратом. По отношению к базальтам и габбро такая связь уже рассмотрена в § 1. Диориты большей частью представляют собой продукт преобразования таких толщ, в которых на ряду с породами обычного состава очень большую роль играли основные породы. В одних случаях это могло быть результатом магматизации переслаивающихся с нормальными осадками серий основных эффузивов. В других — основная магма субстрата, поднимаясь, ассимилировала на своем пути породы сиаль, как это указано выше (стр. 32). Рассматривая вопрос о комплементарности химического состава изверженных горных пород, Лодочников указывает: «Интересно отметить, что средний диорит очень хорошо отвечает среднему из 1 части гранита и 2 части базальта. Замечу также, что во всем Тарбагатае диориты имеют явно гибридный характер, на что, впрочем, давно указывал R. A. Daly и в самое последнее время указывает A. Holmes» (Лодочников, 1936) (ср. фиг. 7). Образование диоритов в краевых фациях гранитных массивов в результате ассимиляции основных эффузивов и других пород основного или известкового состава наблюдается в Салдинском массиве на Урале, во многих массивах Северного Казахстана (например, в гранитном массиве на р. Селеты, изученном автором и А. В. Глазковской) и в ряде других районов.

Загадочные глубинные породы семейства анортозитов могут иметь, по видимому, двойное происхождение.

В одних случаях они представляют собой скопление плагиоклазовых кристаллов или плагиоклазовый остаток при отделении феррических минералов из основной магмы. Такое разделение в известных случаях, вероятно, является результатом дифференциальных движений в вязкой магме в процессе интрузии, причем более жидкостные слои (пироксеновый расплав?) могут играть роль смазки между более отвердевшими или более вязкими слоями или пластинами (стр. 37). В этом случае мы видим по соседству с анортозитами комплементарные к ним пироксениты, скопления магнетита и др., так же как и породы, соответствующие исходной, не дифференцированной магме.

¹ К подобному представлению о металлогенезе близко подходят взгляды Гимараэса (D. Guimaraes, 1938), Т. Крука (1938).

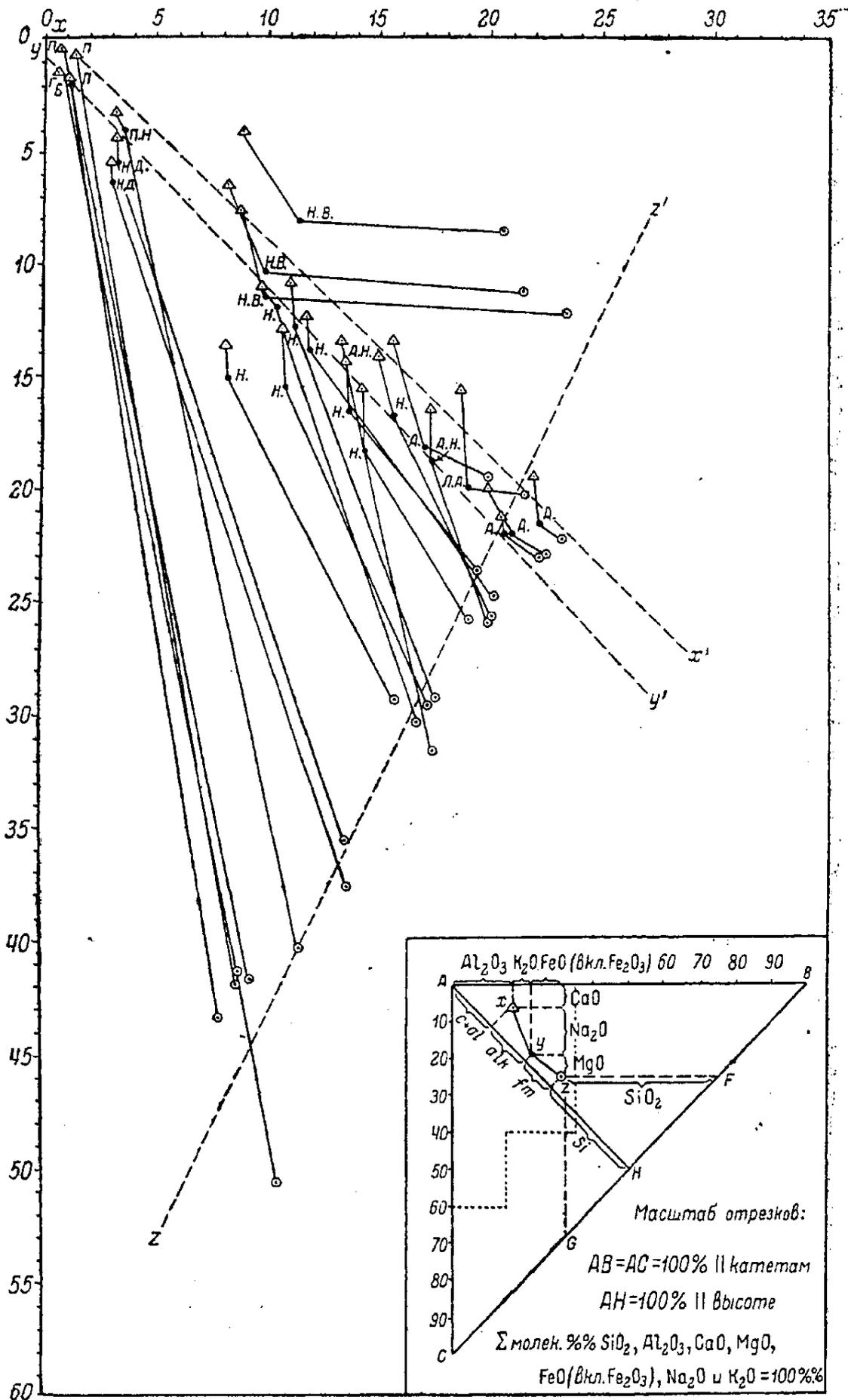
Такая «кинематическая» дифференциация наблюдается в основных породах во всевозможных масштабах — от образования тонкополосатых габбро, в которых чередуются миллиметровые слои пироксенового и полевошпатового состава (Денежкин камень на Урале) до грубо стратифицированных массивов, как комплекс Бушвельда в Южной Африке или массив Дулус в США.

Нижняя часть интрузивного комплекса Бушвельда представлена чередующимися слоями норита, анортозита и пироксенита; местами имеются также пластообразные скопления хромита и магнетита. Эти удивительно правильные и выдержанные слои полого падают к центру массива и имеют общую мощность до 5.5 км. Внизу преобладают нориты и пироксениты, выше (в так называемой критической зоне) чередуются анортозиты в виде пластов до 30 м мощностью с норитами, пироксенитами (бронзититами) и полосами магнетита и хромита. Еще выше развиты слабо дифференцированные бронзитовые нориты, над которыми лежит характерный горизонт магнетитовых пород или даже чистого магнетита, чередующихся с пластами анортозита, и, наконец, эту серию основных пород венчают очень слабо дифференцированные нориты [Вагнер (P. Wagner, 1932); Дэли, 1928; Холл (A. L. Hall, 1929)]. Многократное чередование анортозитов (плотность 2.7—2.8), норитов (2.8—3.3) и пироксенитов (плотность 3.3 и больше), залегание наиболее плотных магнетитовых пород (плотность свыше 4) среди анортозитов в верхней части норито-анортозитового комплекса и резкость переходов между различными породами противоречат гипотезе гравитационной дифференциации. Вместе с тем дифференциация достигает здесь крайнего предела с образованием целого ряда мономинеральных пород. Комплементарность состава анортозитов (и анортозитовых норитов) и пироксенитов (и пироксенитовых норитов), образовавшихся разделением исходного вещества — «обыкновенного норита» Бушвельдского комплекса — на две части, видна на фиг. 11. На этой диаграмме соответственные фигуративные точки всех важнейших пород комплекса лежат около трех прямых $x-x'$, $y-y'$ и $z-z'$ (данные анализов заимствованы у Холла, Вагнера и Дэли).

Но, повидимому, во многих случаях анортозиты возникают совершенно иным путем. Во многих массивах (Канада, область Берген в Норвегии) анортозиты образуют крупные самостоятельные тела, не связанные с габбро и пироксенитами; нередко они связаны с гранитами (Прибайкалье), сиенитами (Адирондак). При этом для анортозитов обычны полосатые слоистые текстуры и явления протокластеза. Протокластез, т. е. такие переломы и даже раздробления минеральных составных частей, которые не могут быть приписаны позднейшим механическим воздействиям и должны рассматриваться как явление первичное, указывает на кристаллизацию породы в твердом состоянии, так как в жидкой магме невозможны напряжения, способные раздробить кристалл.

С нашей точки зрения анортозиты этих массивов представляют собой результат переплавления или перекристаллизации в твердом состоянии известково-глинистых образований или продуктов их метаморфизма. Составными частями первоначального состава были глинистый материал ($Al_2O_3 + SiO_2 +$ щелочи), известь ($CaCO_3$) и др. Углекислота удалилась, замещаясь кремнекислотой. Избыток CaO соединился с алюмосиликатным радикалом или вошел в состав пироксена. Произошел привнос Na_2O из соседних масс гранитной и сиенитовой магмы. Постепенные переходы связывают анортозиты с монцонитами (Прибайкалье; горы Адирондак в США), в которых благодаря преобладанию K_2O над Na_2O яснее выступает их первоначальная природа (обилие K_2O свойственно глинистым породам).

Эта точка зрения не нова и уже высказывалась Логаном (Logan).



Фиг. 9. Диаграмма химического состава основных пород комплекса Бушвелд в Южной Африке.

Обозначения:

А — анортзит, А. Н. — анортзитовый норит, Л. А. — лабрадорит-анортзит, Н. — норит, Н. В. — норит верхней части основного комплекса, Н. Д. — норит диаллаговый, П. Н. — пироксенитовый норит, П. — пироксенит, Б. — бронзитит, Г. — гарцбургит.

Состав пород обозначается точкой с двумя векторами. Данные анализов заимствованы у Холла, Вагнера, Дзели.

Свитальским (1915) и др. Посмотрим, насколько такое предположение соответствует геологическим данным. Для этого остановимся на анортозитах гор Адирондак (США) и Прибайкалья.

1. Горы Адирондак в северной части штата Нью-Йорк. Р. Болк (1931, 2) описывает взаимоотношения между развитыми здесь на большой площади (несколько тысяч квадратных километров) анортозитами, сиенитами и гранитами, образующими единый большой стратифицированный массив. Рассматривая приводимый Болком фактический материал в свете предлагаемой гипотезы, заметим следующее. В центре массива на значительной площади распространены стратифицированные слоистые анортозиты, переходящие частью в олигоклаз-содержащие сиениты (монциты) и граниты. Над ними, на определенном уровне стратификационной поверхности, местами залегают нормальные габбро, т. е. более плотные породы. Габбро и габбро-амфиболиты образуют также пласты, проходящие параллельно слоистости среди сильно стратифицированных краевых фаций анортозита. Анортозиты по краям массива опускаются под согласно залегающие и стратифицированные сиениты, местами переходящие в граниты. Граниты и сиениты занимают обширную площадь вокруг анортозитов.

Петрографические соотношения между породами таковы, что позволяют, с одной стороны, установить одновременность их образования в едином массиве, с другой — отметить резкость переходов между слоями различного состава. Слоистость в магматических породах позволяет обрисовать прототектонические структуры (например, синклиналь к югу от Ньюкомб).

В 23 местах среди анортозитов и на значительной площади среди сиенитов и гранитов сохранились пятна отложений серии Грэнвилль (докембрий), сложенных мраморами, кварцитами и гнейсами. Во всех этих пятнах простирание и падение в отложениях серии Грэнвилль замечательным образом совпадают с простиранием и падением слоистости в окружающих изверженных породах. По карте Болка видно, что простирания именно переходят из отложений Грэнвилль в анортозиты, сиениты и что в структурном отношении последние являются продолжением первых. Сравнительное петрохимическое изучение тех и других не производилось, так как исследователи исходили из теоретических предпосылок совершенно иного порядка.

В пределах массива встречена дайка из мрамора (ср. карбонатиты Брэггера), секущая сиениты поперек слоистости.

Объяснения, которые дает Болк по вопросу о происхождении этого массива, не выдерживают критики. Дифференциация у него идет «обратным ходом»: из магмы некоторого среднего состава образуются сиениты и анортозиты, а из анортозитов потом образуются габбро в виде сгустков, которые почему то «висят» в менее плотной магме и не опускаются вниз под влиянием силы тяжести, хотя само образование этих «*gabbro in statu nascendi*» (зарождающихся габбро) является результатом сегрегации более плотных железо-магнезиальных минералов путем гравитационной дифференциации.

Другие же исследователи вообще не дают четкого объяснения структурных отношений между изверженными породами массива Адирондак.

С нашей точки зрения можно предположить, что массив Адирондак представляет собой результат магматизации отложений Грэнвилль и других на значительной площади. Эти отложения кое-где сохранились в менее измененном виде и образуют единую структуру вместе с продуктами их магматизации. Свидетельством того, что степень метаморфизма достигала расплавления пород, являются дайки мраморов. Среди магматизированных отложений в резко подчиненном количестве присутствовали залежи или покровы основных эффузивов, которые дали

после перекристаллизации пласты габбро, встречающиеся местами среди анортозитов, сиенитов и монцонитов.

Проверка этого предположения требует петрохимических и других исследований на месте, но известные в настоящее время фактические данные как будто не противоречат такому предположению.

2. Анортозиты юго-западного Прибайкалья. Эти анортозиты, описанные в 1915 г. Н. Свитальским в районе Кругобайкальской железной дороги, тянутся в виде двух полос шириною в несколько километров. Свитальский подчеркивает, что «анортозиты залегают то более или менее значительными массивами, то пластовыми залежами, то как бы перемешиваясь с выступающими здесь местами гранитами, причем в последнем случае взаимное проникновение этих двух пород столь сложно, что понять его можно лишь предположивши, что обе они смешивались в период затвердевания. Характерно еще то, что анортозиты нигде не прорывают слоев прилежащих гнейсов. Они здесь постепенно переходят в разности с заметной слоеватостью и столь же незаметно в типичные пироксеновые кристаллические сланцы, которые переслаиваются с гнейсами, будучи иногда собраны в системы сложных складок». Неравномерность структуры анортозитов Прибайкалья, отмечает Свитальский, является их характерной чертой, повторяющейся в анортозитах Канады, Норвегии и Украины. Петрографически анортозиты связаны, с одной стороны, с развитыми здесь же гиперстеновыми гранитами, монцонитами и габбро-норитами, с другой — с пироксеновыми кристаллическими сланцами. «Из сравнения минералогического состава описанных кристаллических сланцев с составом анортозитовых пород и из сравнения оптических свойств минералов, слагающих эти породы, мы должны прийти к заключению, что обе эти группы пород совершенно тождественны, хотя и столь далеки друг от друга по их генезису».

«Надо думать, что пироксеновые сланцы образовались из нормальной осадочной породы путем ее перекристаллизации в твердом состоянии, а так как материал, из которого образовались анортозиты и сланцы, как сказано выше, должен был быть один и тот же, то необходимо предположить, что некоторый комплекс слоев каких-то определенных осадочных пород был поставлен в такие условия высокой температуры, что породы частью расплавились и потом кристаллизовались с образованием анортозитовых пород». «Пока порода перекристаллизовывалась в твердом состоянии, она сохраняла слоистость и давала кристаллические сланцы; как только она расплавилась, то неизбежно должна была утратить слоистость, принять геологическую форму массива и, благодаря свойству силикатов безгранично взаимно растворяться, должна была постепенно стать более однородной и при затвердении дать более или менее или даже совершенно однородные породы».

«С точки зрения здесь развиваемой причина неоднородности в структуре становится легко понятной; ибо невозможно предположить, чтобы первоначальная порода сплавилась мгновенно вся целиком. Вероятнее, что она размягчалась и плавилась сперва лишь в некоторых пунктах и по некоторым направлениям, разделяясь на отдельные глыбы, которые, постепенно расплавляясь, уменьшались в объеме и, наконец, исчезали. Возможно, что некоторые из таких глыб не успевали расплавиться и перекристаллизация в них шла при твердом их состоянии или вязком, и порода затвердевала, проявляя высокую степень неоднородности. Подобные картины можно видеть в разрезе по Кругобайкальской железной дороге во многих пунктах.

Труднее объяснимы часто наблюдаемые факты некоторой слоистости породы (строго выдерживающейся и отнюдь не обусловленной неравномерностью в распределении минералов), тогда как геологическую ее форму нельзя назвать иначе, как массивом.

Единственно возможное объяснение в этом случае, по моему мнению, — пишет Н. Свитальский, — такое: первоначальная порода под влиянием каких-то условий приходила в вязкое состояние, благодаря которому приняла геологическую форму массивной породы, но не могла совершенно утратить слоистости» (1915, стр. 999—1041).

VII. Химизм и происхождение щелочных изверженных пород

Вопрос о происхождении щелочных пород является одним из самых спорных в петрологии. Его пытаются разрешить преимущественно в двух направлениях, на основе: а) дифференциации щелочноземельной магмы и б) десиликации гранитной магмы. Попытки объяснить происхождение щелочных пород как результат дифференциации бедной щелочами базальтовой магмы (Боуэн) упираются, прежде всего, в несоответствие химического состава в дифференциационном ряде горных пород (отсутствие комплементарности).

В гипотезах, делающих упор на дифференциацию щелочноземельной магмы (Смит) подчеркивается сходство в обилии минерализаторов как в остаточных расплавах щелочноземельной магмы (пегматиты), так и в щелочных породах. При этом остается совершенно непонятным уменьшение количества кремнекислоты в щелочных породах, в то время как в нормальных условиях дифференциации накопление кремнекислоты в остатке является самой характерной чертой. К тому же данные термохимии (теплоты образования, энергия решетки) указывают, как будто, на эндотермический характер реакции $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{NaAlSiO}_4 + 2\text{SiO}_2$ и, следовательно, на невозможность этой реакции в условиях понижающейся температуры. Образование нефелинового остатка из магмы, содержащей альбитовую молекулу и свободную кремнекислоту, вряд ли осуществимо при любых условиях кристаллизации.

Гипотеза десиликации гранитной магмы (Дэли, Шенд) путем сплавления с известняками не дает ответа на вопрос о причинах резкого обогащения натрием (в некоторых породах в 5—10 раз), совершенно не пропорционального уменьшению количества кремнекислоты.¹ К тому же, по мере того как связывается кремнекислота, в магму привносится известь, и общий результат ассимиляции известняков состоит именно в том, что магма становится более щелочноземельной (обогащение анортитовой молекулой, появление диопсида, роговой обманки), а не щелочной. Геологические данные об ассимиляции известняков говорят как раз об изменениях такого рода.

Термохимические данные также ставят под сомнение возможность реакций, при которых известь отнимала бы кремнекислоту у альбитовой молекулы образованием молекулы нефелина. Во всяком случае эта реакция возможна не раньше, чем будет израсходована вся свободная кремнекислота, составляющая в гранитной магме 20—30% (кварц). Мы знаем из непосредственных петрографических наблюдений, что нефелин может быть в породе только тогда, когда нет кварца. Чтобы связать 20—30% SiO_2 , нужно прибавить 19—28% CaO к тем 2.6%, которые свойственны гранитной магме. Получится такой состав магмы, какого мы вообще не знаем в изверженных породах. К тому же в целом ряде крупных щелочных массивов вообще нет признаков какой-либо связи с известняками.

Таким образом, оба эти пути оказываются несостоятельными.

Происхождение некоторых (но далеко не всех) сиенитовых массивов в свете предлагаемой гипотезы может быть понято из следующих соображений.

¹ Некоторые ультращелочные породы содержат 20% Na_2O (включая NaCl , пересчитанный на Na_2O по весу), т. е. больше, чем обычный природный нефелин (16—17.7% Na_2O).

Если состав гранита близко подходит к среднему составу пород сланца, к среднему составу песчано-глинистых толщ геосинклинальных отложений, то состав сиенитов отличается меньшим количеством SiO_2 , большим количеством Al_2O_3 , щелочей и окислов Fe, Mg, Ca и близко подходит к среднему составу более чистых глинистых отложений. Сравнение химических анализов различных пород, приводимое Кларком (1924), и химического состава различных фракций (по величине зерна) в глинистых породах, приводимое Гроутом (Grout, 1925), указывает как раз на повышенное содержание этих окислов в тонкозернистых глинистых породах. Сходство среднего состава сиенита со средним составом глинистых пород, при пересчете на 100 за вычетом H_2O , CO_2 и летучих, явствует из табл. 7.

Таблица 7

Средний химический состав глинистых пород и сиенитов (в %)

Наименование пород	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO^*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Глинистые породы (по Кларку) . .	64.2	0.7	17.0	6.7	—	27	3.5	1.4	3.6	0.2
Сиенит (по Дэли) .	60.90	0.68	16.47	5.81	0.14	2.52	4.35	4.03	4.54	0.28

Содержание всех окислов, кроме Na_2O , оказывается весьма близким в обеих породах. Расхождение в содержании окислов SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO и MgO составляет от 3 до 15% их количества, CaO , K_2O и P_2O_5 , — менее 30%. Заметное расхождение в содержании Na_2O объясняется, возможно, подвижностью натрия, накапливающегося в верхних частях массивов, и связью многих сиенитов с ультращелочными породами, обогатившимися натрием каким-то иным способом.

Переплавление глинистых толщ и ограниченная возможность гомогенизации в образующейся магме может привести, по моему мнению, к возникновению массивов сиенита. Как указывает Дэли (1936) «для сиенитов особое значение имело магматическое сплавление с глинистыми породами».

От нормальных сиенитов расходятся три ветви, соединяющие их с различными щелочными и ультращелочными породами.

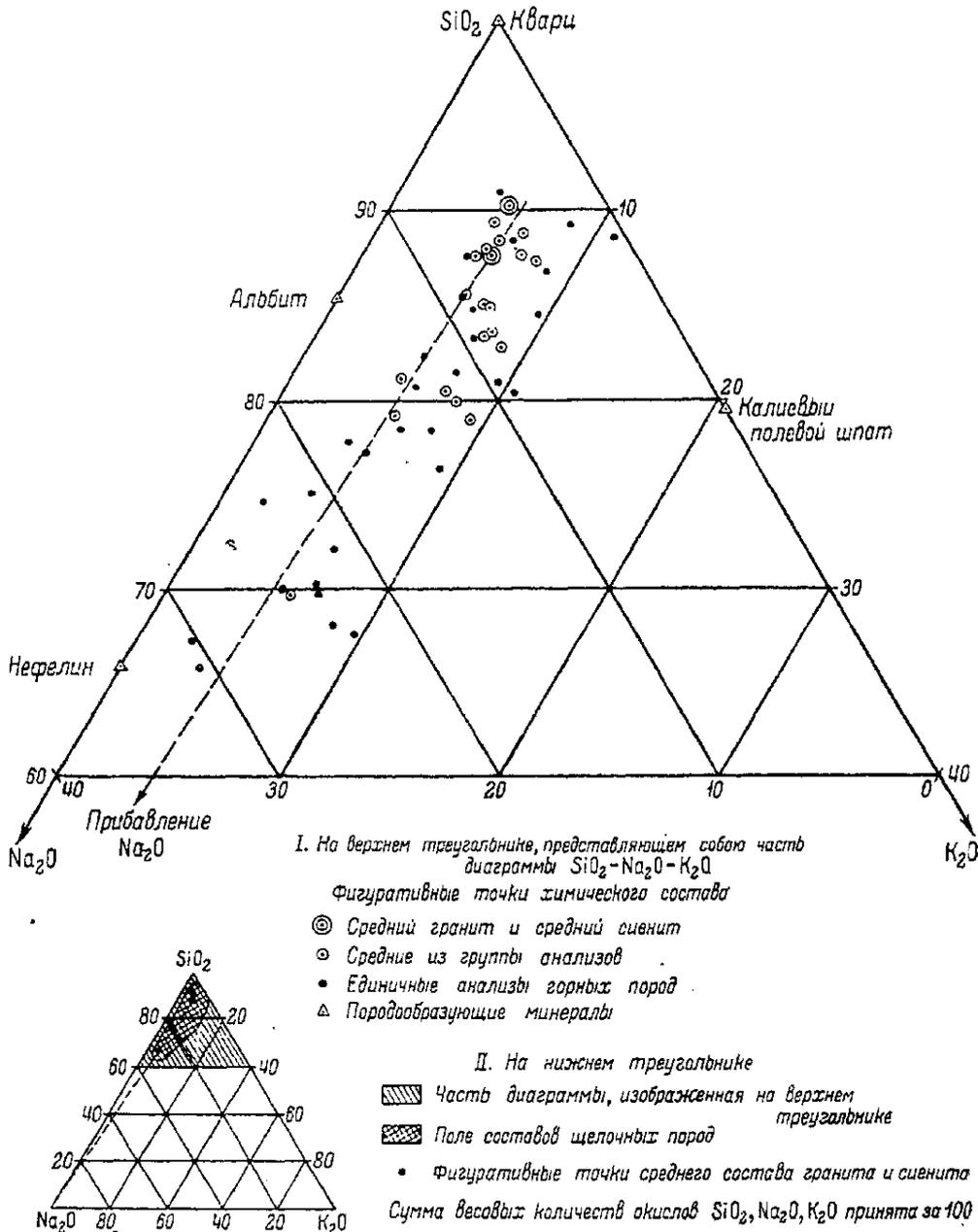
Главная ветвь ведет через щелочные сиениты, нефелиновые сиениты и фойаиты к уртитам и тавитам. Она характеризуется увеличением содержания Na_2O (в крайних членах в 4 раза, т. е. до 20 вес. %), Al_2O_3 (до 30%) и Cl (до 4.5%) при уменьшении количества SiO_2 , CaO , FeO (+ Fe_2O_3), K_2O .

Вторая ветвь ведет к малиньбитам, ийолитам и мельтейгитам и характеризуется увеличением содержания CaO (до 19% в мельтейгитах и даже до 30.7% в ункомпагрите) и в гораздо меньшей степени MgO , при понижении SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O по сравнению с нефелиновым сиенитом. Кроме того, для этих пород характерно увеличение содержания SO_3 (до 2.2% в некоторых разновидностях).

Третья ветвь есть ветвь смешанных пород. В тех случаях, когда поднимающаяся из субстрата основная магма на своем пути ассимилирует материал не обычного состава (состава гранита), а имеющий щелочной характер, должны возникать довольно редкие породы семейства эссекситов, шонкинитов и тералитов.

* В количество FeO включена окись железа Fe_2O_3 , пересчитанная на закись.

На фиг. 10 показано отношение между весовыми количествами окислов SiO_2 , Na_2O и K_2O в щелочных породах и гранитах. Ясно видно, что фигуративные точки щелочных пород главной ветви группируются около прямой, отвечающей прибавлению Na_2O к нормальному сиениту. Содержание Na_2O возрастает с 4% в сиенитах до 8.3% в нефелиновых сиенитах и даже до 20% в некоторых наиболее щелочных породах.



Фиг. 10. Отношение между весовыми количествами окислов SiO_2 , Na_2O и K_2O в щелочных породах.

В то же время содержание K_2O остается неизменным, даже несколько понижается. Вместе с Na_2O , но в меньшей степени возрастает содержание Al_2O_3 .

Повидимому, имеется коррелятивная связь между содержанием Na и Cl в щелочных породах. Для проверки я выбрал все приведенные у Розенбуша (1934, стр. 126, 130, 133, 149—150, 158, 209, 211—212) анализы глубинных щелочных пород (включая монцониты и сиениты), в которых определялся Cl. Содержание хлора варьирует в них от следов до 4.5% от веса породы. К этим данным было прибавлено 7 анализов из «Сборника анализов русских горных пород» (1930), выбранных по тому же признаку. Всего оказалось 45 таких анализов, в которых можно сопоставлять содержание Cl и Na_2O .¹ Группируя эти анализы по содержанию

¹ Точнее, $\text{NaO} + \text{NaCl}$, так как в анализах весь NaCl дается в виде окиси.

Cl и подсчитывая среднее содержание Na₂O в каждой группе, я получил следующие цифры (табл. 8).

Таблица 8

Содержание Cl и Na₂O в щелочных горных породах (в %)

Число анализов	Содержание Cl	Среднее содержание Cl	Среднее содержание Na ₂ O	Примечания
23	Менее 0.10	0.04	7.16	При подсчете среднего содержания Cl «следы» приравнялись 0.03% Cl
6	0.10—0.20	0.14	7.28	
7	0.20—0.40	0.27	8.64	
4	0.40—0.60	0.48	8.05	
2	0.60—2.00	1.16	9.87	
3	Свыше 2.00	3.12	17.96	

Из таблицы видно, что среднее содержание Na₂O довольно закономерно возрастает одновременно с увеличением содержания Cl в щелочных горных породах.

Вторая ветвь щелочных пород ведет к малигнитам, ийолитам и мельтейгитам, которые резко отличаются по своему химизму от пород главной ветви, хотя и встречаются вместе с ними, нередко чередуясь в стратифицированных массивах. Для сопоставления приведу средние данные о химическом составе уррита, нефелинового сиенита, ийолита (по Дэли) и мельтейгита (табл. 9).

Таблица 9

Средний химический состав щелочных пород (в %)

Наименование пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
Урриты	45.61	—	27.76	3.67	0.50	0.15	0.19	1.73	16.25	3.72	0.42	—
Нефелиновые сиениты	54.63	0.86	19.89	3.37	2.20	0.35	0.87	2.51	8.26	5.46	1.35	0.25
Ийолиты	42.81	1.56	18.95	3.86	4.84	0.19	3.16	10.47	9.63	2.26	0.85	1.42
Мельтейгиты	40.19	2.36	15.34	6.08	5.37	0.17	4.68	15.64	5.36	2.83	0.71	1.27

По содержанию CaO, которое варьирует в пределах от 8 до 30% в ийолитах, мельтейгитах и близких к ним породах, вторая ветвь щелочных пород оставляет позади анортозиты и габбро и уступает среди изверженных пород только карбонатитам. Содержание железа колеблется в пределах от 6 до 14% (FeO + Fe₂O₃) и в среднем немного отличается от содержания железа в сиенитах (6%). То же можно сказать о содержании MgO.

Среди всех изверженных пород именно породам этой ветви в наибольшей степени свойственна окисленная сера, которая составляет в некоторых породах до 2.18 вес. %. Статистическая обработка данных анализов глубинных щелочных пород (кроме семейства шонкинитов, принадлежащего к третьей ветви), в которых возможно сопоставить содержание CaO и SO₃, позволяет наметить коррелятивную связь между ними (табл. 10).

Интересно отметить, что содержание Na₂O, в противоположность CaO, убывает при возрастании содержания SO₃.

Для многих щелочных массивов характерна тонкая и выдержанная стратификация (Елисеев, 1936; Баклунд, 1933). В некоторых случаях, например в щелочном массиве Илимаусак в Гренландии, ее пытались

Содержание SO_3 , CaO , MgO и Na_2O в щелочных горных породах (в %)

Число анализов	Породы с содержанием SO_3	Среднее содержание				Примечания
		SO_3	CaO	MgO	Na_2O	
25 8	Менее 0.20 . . .	0.06	6.45	2.38	8.06	В количество SO_3 включена также S (в переводе на SO_3)
	Более 0.20 . . .	0.72	9.27	3.15	5.90	
	Риденит (максимальное содержание SO_3) . .	2.18	13.92	4.87	4.43	Риденит см. Розенбуш, 1934, стр. 212

объяснить гравитационной дифференциацией (Ussing, ср. Дэли, 1936). Но по тем же данным Уссинга видно, что в верхней половине интрузии (от науяита до гранита) плотность пород, напротив, в общем возрастает снизу вверх. В нижней части интрузии, сложенной луявритами и какортокитами, имеет место многократное изменение плотности и состава пород. При этом залегание более плотных поверх менее плотных встречается столько же раз (около 40), сколько и обратное. Если это было следствием пульсирующей, периодически повторяющейся кристаллизации, то почему после каждого этапа кристаллизации более тяжелые кристаллы (арфведсонит, эвдиалит), выделяясь, не опускались глубоко в нижние части интрузии, а останавливались на каком-то уровне, образуя слой плотного черного какортокита? Может быть, эти явления удастся объяснить с точки зрения дифференциальных движений в магме?

На Урале, в районе Ильменских и Вишневых гор, мы имеем сложный стратифицированный массив, в котором участвуют миаскиты, сиениты, сиенито-гнейсы, граниты и гранито-гнейсы, кварциты, амфиболиты и мраморы. Этот по существу единый комплекс характеризуется настолько хорошо выдержанной стратификацией, повторяющейся в основных чертах на расстоянии свыше 100 км, что оказывается возможным выявить складчатые структуры, образованные магматическими и метаморфическими породами (Кузнецов, 1933).

В литературе высказывалось мнение, что породы этого комплекса, может быть, представляют собой продукт взаимодействия магмы с массами осадочного происхождения. «Остаточная магма (много H_2O и пр.) внедрялась в осадки, вступала с ними во взаимодействие, перекристаллизовывала их и формировала таким образом миаскитово-гранитный комплекс» (Белянкин, 1915. 1926).

Дженсен (Jensen) высказал мысль о том, что щелочные породы образуются путем переплавления соленосных отложений. Химические осадки $NaCl$, $CaSO_3$ составляют, по Кларку и Линдрену, до 5% общего количества осадочных отложений. Сиенитовая магма, образующаяся переплавлением глинистых отложений, среди которых залегают химические осадки, могла бы обогатиться таким образом натрием, галогенидами, известью и SO_3 . При этом Na , Cl , SO_3 в большей части могли быть рассеяны в магме в виде летучих соединений, но частью фиксировались бы поблизости от первоначального местонахождения. Таким образом, корреляция в содержании Na и Cl , Ca и SO_3 получила бы понятное обоснование. Освобождающаяся известь, подобно фильтру, должна была бы задерживать проникающие сквозь магму летучие соединения P , Cl и F , образуя прослойки апатита $3Ca_3P_2O_8 \cdot Ca(F, Cl, OH)_2$.

Очевидно, такое объяснение неприменимо к большинству щелочных

массивов, в особенности возникших среди архейских пород. Нет никаких указаний на существование химических осадков на глубине в тех районах, где расположено большинство массивов. Поэтому подобные предположения должны быть отвергнуты.

В настоящее время, повидимому, нет гипотезы, которая сколько-нибудь удовлетворительно могла бы объяснить происхождение ультращелочных пород, и этот вопрос, таким образом, остается открытым.

VIII. Химизм и происхождение несиликатных изверженных пород

К несиликатным изверженным породам относятся: 1) сульфидолиты, 2) ферролиты и 3) карбонатиты. Все они находят свое место в предлагаемой гипотезе происхождения магматических пород.

Сульфидолиты представляют собой скопления сульфидов железа, меди, никеля и других металлов, образовавшихся в результате отщепления сульфидов из основной или ультраосновной магмы (Сёд-бери, Монче-тундра, комплекс Бушвельда и др.). Отсутствие смешимости между жидкими сульфидами и силикатными расплавами установлено в металлургии и т. д. Обособление и гравитационный перенос сульфидов, с нашей точки зрения, возможен не только при охлаждении эффузивного покрова или интрузивного тела, но и при длительном процессе магматизации, охватывающем ранее существовавшие основные породы.

Ферролиты представляют собой залегающие среди гранитов, гнейсов, иногда также сиенитов, анортозитов и др., обычно пластообразные магматические тела, состоящие главным образом из магнетита с небольшим количеством титано-магнетита, апатита, пироксенов и др. Наиболее типичным примером являются грандиозные рудные залежи Кирунавара и Люоссавара в Швеции. Их считали инъекционными месторождениями и рассматривали как конечный продукт дифференциации магмы (Фогт). «Но такое объяснение является в высшей степени искусственным... И нужно думать, что рудная магма Кируны представляет результат дифференциации-ассимиляции за счет поглощенных на глубине первичных осадочных железных руд» (Усов). Сопоставление этих месторождений с магнетитовыми сланцами и рудными залежами среди архейских образований Скандинавии и Кольского полуострова подсказывает такой же вывод.

Повидимому, во многих случаях ферролиты представляют собой продукт изменения железорудных горизонтов, захваченных магматизацией вместе с вмещающими их песчано-глинистыми и известковистыми отложениями. Они уже в магматическом состоянии обогащаются фосфором и титаном, заимствуя их из проникающих сквозь магму летучих соединений.

В других случаях ферролиты обособляются из основной магмы в процессе ее дифференциации (стр. 46).

Карбонатиты, описанные из области Фён в Норвегии, образуются, по Брёггеру (Broegger), при переплавлении известняков на глубине. Карбонатная магма закристаллизовалась в виде глубинных пород или образовывала жилы. Условия, в которых, по нашему мнению, может сохраниться, не разлагаясь, карбонатная магма, уже описаны выше, на стр. 44.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предыдущих главах сделана попытка осветить вопрос о происхождении изверженных пород в связи с тектоническими процессами.

Предлагаемая гипотеза, представляющая дальнейшее развитие идей одного из виднейших тектонистов нашего времени М. Лужона несет в себе еще много спорного и неразработанного. Особенно много для проверки этих предположений могут дать соответствующие эксперимен-

тальные работы и непосредственные наблюдения над контактами кислых интрузий.

В своей работе я стремился отойти от обычных представлений об эволюции заранее данной, «вечной» магмы и поставить вопрос о зарождении самой магмы и об эволюции вещества, из которого она образовалась. В природных процессах наблюдаются циклы, состоящие из следующих этапов: 1) осадочные и изверженные породы, 2) метаморфизм, 3) магматизация, 4) кристаллизация магмы и образование изверженных пород, 5) размыв этих пород и перенос материала, 6) отложение осадочных пород, — здесь мы возвращаемся к первому этапу, но на новой ступени развития. Эти циклы не являются однообразными. В массу вещества, участвующую в таком круговороте, на протяжении истории земли прибавляются все новые и новые порции основных пород из базальтового субстрата. Элементы перегруппировываются по-новому, частью выходят из оборота, накапливаясь в водах океана (Na, Cl), и т. д. Разнообразие условий создает такое разнообразие магматических пород, которое напрасно было бы пытаться уложить в рамки одной или двух однородных и вечных магм.

В указанном цикле часто члены с 2 по 4 отсутствуют и происходит лишь отложение, размыв и вновь отложение осадочных пород. Но в эпохи орогенезиса, когда энергия тектонических процессов превращается в теплоту и способствует экзотермическим процессам, эти циклы дополняются средними членами и происходит образование главным образом кислых изверженных пород. Различие геологических условий определяет собой не только разнообразие этих магматических пород, но и самую возможность их возникновения.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. Петрографическая карта Ильменских гор. Тр. Радиев. экспед. Акад. Наук, 1915, № 3.
- Белянкин Д. С. К интерпретации Ильменского петрографического комплекса. Геол. вестн., 1926, V, № 1—3, стр. 54—58.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. Перевод с англ., 1934.
- Бриджмэн П. Физика высоких давлений. Перевод с англ., 1935.
- Вагнер Перси А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. Перевод с англ., 1932.
- Грубенман У. и Ниггли П. Метоморфизм горных пород. Общая часть. Перевод с 3-го нем. изд., 1933.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. Перевод с англ., 1936.
- Елисеев Н. А. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов. Пробл. сов. геол., 1936, № 1.
- Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. 1926.
- Заварицкий А. Н. Об изучении химизма горных пород с помощью диаграмм. Сб., посвящ. 50-летию научн. и педагог. деят. акад. В. И. Вернадского, т. 2. Изд. Акад. Наук, 1936, стр. 1041—1058.
- Капустинский А. Ф. Равновесие физико-химических сил в кристаллической решетке. Сб., «Химические равновесия в неорганических системах». Тр. Всес. инст. мин. сырья, 1936, вып. 109.
- Кропоткин П. Н. и Шаталов Е. Т. Очерк геологии северо-востока СССР. Мат. по изуч. Охотско-Колымск. края, 1936, вып. 3.
- Кропоткин П. Н. Опыт исследования связи кислой магматической деятельности с энергетикой тектонических процессов. Доклад на XVII сессии Международн. геол. конгр., 1937.
- Кропоткин П. Н. О происхождении гранитов. Совет. Геология, 1940, № 9.
- Крук Т. История учения о рудных месторождениях. ОНТИ, 1938.
- Кузнецов Е. А. К тектонике восточного склона Среднего Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол. и мин., 1933, т. XI, № 2.
- Лебедев П. И. О генезисе полосатой структуры в изверженных горных породах. Изв. общ. ест. при Донск. унив., 1921.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. 1933.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Изд. Акад. Наук, 1934.

- Лодочников В. Н. Серпентиниты и серпентиниты пльчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
- Музылев С. А. Геологические исследования в окрестностях Цаган-Олуевского гранитного массива (Восточное Забайкалье). Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 136.
- Надан И. Пластичность (механика пластического состояния вещества). Перевод с англ., 1936.
- Ог Э. Геология. Перевод с франц. изд., 1907.
- Розенбуш. Описательная петрография. Перевод с 4-го нем. изд. под ред. Лодочникова, 1934.
- Сборник анализов русских изверженных и метаморфических горных пород. Сост. З. Н. Немовой под ред. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Тр. Геол. ком., 1930, вып. 186.
- Свигальский Н. Анортозитовые породы и пироксеновые кристаллические сланцы юго-западного Прибайкалья. Изв. Геол. ком., 1915, 34, № 9.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. 1934.
- Тетяев М. М. О геотектоническом районировании складчатых областей. Пробл. сов. геол., 1936, № 2 и 3.
- Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. 1931.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. Перевод с нем., 1936.
- Adams F. D. and Bancroft J. A. Internal Friction during deformation and the relative plasticity of different types of rocks. Journ. Geol., 1917, 25.
- Anderson, G. N. Granitization, albitization and related phenomena in the Northern Inyo Range of California-Nevada. Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, 48, № 1.
- Backlund H. G. On the mode of intrusion of deep-seated alkaline bodies. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 1933, 24.
- Backlund H. G. Der Magmaaufstieg in Faltengebirgen. Bull. Comm. Geol. Finlande, 1936, № 115.
- Backlund H. G. The problems of the rapakivi granites. Journ. Geol. 1938, 46, № 3.
- Balk R. 1. Inclusions and foliation of the Harney Peak granite, Black Hills, South Dakota. Journ. Geol., 1931, № 8.
- Balk R. 2. Structural geology of the Adirondack anorthosite. Min. petr. Mitt., 1931, 41, 308—434.
- Bowen N. L. Diffusion in silicate melts. Journ. Geol., 1921, 29, 293—317.
- Clarke F. W. The data of geochemistry. Bull. U. S. Geol. Surv., 1924, № 770.
- Cloos H. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig, 1921.
- Cloos H. Das Batholithenproblem. Berlin, 1923.
- Corbin P. et Oulianoff N. Recherches tectoniques dans la partie centrale du Massif du Mont Blanc. Bull. Soc. vaud. Sc. Nat., 1926, 50, 217.
- Daly R. A. Bushveld igneous complex of the Transvaal. Bull. Geol. Soc. Amer., 1928, 39, 703—768.
- De Lury J. S. Geologic deductions from a thermal equation. Journ. Geol., 1936, 44, № 4, 479—495.
- De Lury J. S. Heterogeneity of parent magma. Journ. Geol., 1937, 45, № 4, 381—390.
- Eskola P. On the origin of granitic magmas. Min. Petr. Mitt., 1932, 42, № 5/6, 455—481.
- Griggs D. T. Deformation of rocks under high confining pressures. Journ. Geol., 1936, 44, № 5, 541—577.
- Grout P. H. Relation of texture and composition of clays. Bull. Geol. Soc. Amer., 1925, 36, 393—416.
- Grubenmann U. Die Kristallinen Schiefer, T. I, 1904.
- Guimaraes D. Metallogenese e a theoria migratoria dos elementos Bol. Serv. Fom. Prod. Min. Brazil. 1938, № 24.
- Hall A. L. The Bushveld igneous complex. Guide — Book Int. Geol. Congr. 1929.
- Hobbs W. Variation on composition of pelitic sediments in relation to magmatic differentiation. C. R. Congr. Geol., Canada, 1914, 241.
- Hobbs W. Earth evolution and its facial expression. N. Y., 1921.
- Johnston J. and Adams L. H. Ueber den Einfluss hoher Drucke auf das physikalische und chemische Verhalten fester Stoffe. Zs. anorg. Chem., 1913, 80, 281—334.
- Johnston J. and Niggli P. The general principles underlying metamorphic processes. Journ. Geol., 1913, 21, № 6, 481—516, № 7, 588—624 (см. в особенности стр. 602—608).
- Kaiser E. Der Grundsatz des Aktualismus in der Geologie. Zs. Dtsch. Geol. Ges., 1931, 83, H. 6.
- Lugeon M. Sur l'origine du granite. C. R. Acad. Sci. de France, 1930, 190, 1096—1099.
- Rieke E. Zur Erniedrigung des Schmelzpunktes durch einseitigen Zug oder Druck. Zbl. Min., Geol. Palaeont., 1912, 97—104.
- Sandberg C. G. S. Geodynamische Probleme. T. 1, 2. Berlin, 1924.
- Sandberg C. G. S. On the probable origin of the component members of the Bushveld igneous complex (Transvaal). Geol. Mag., 1926, 63, № 743, 210—219.
- Schmidt W. Tektonik und Verformungslehre. Berlin, 1932.
- Sederholm J. J. On granite and gneiss, their origin, relations and occurrence in the precambrian complex of Fenno-Scandia. Bull. Com. Geol. Finlande, 1907, № 23.
- Wegmann. Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdsch., 1935, 26, 305—350.

THE PART OF TECTONIC PROCESSES IN THE FORMATION OF ACID MAGMAS

Summary

Attention is called in the authors study to the following features of acid magmatic rocks (granites, granodiorites): (a) Their relation to orogenesis, this relation manifesting itself both in the spatial distribution of rocks in folded zones, and in the date of their formation; (b) their capacity to form extensive blocks (batholites, subjacent bodies) that replace the previously formed rocks without changing the tectonic structure of the latter; (c) a close similarity of their chemical composition to the average composition of the lithosphere (sial). These features distinguish distinctly the acid rocks from those of the basic magma (gabbro, basalt) related genetically to the substratum.

The hypothesis of the crystal gravitative differentiation (N. L. Bowen, C. W. Tyrrel, A. N. Zavaritzky) is not acceptable for the following reasons: (a) The rocks of the acid and basic magma form independent maxima in the extension curve; (b) in their chemical composition the acid, basic and ultrabasic rocks, as it has already been pointed out by V. N. Lodochnikov, are not complementary to each other; (c) a number of other data concerning the heat exchange in the magma, incongruity in natural minerals melting, etc., are in conflict with this hypothesis.

The above regularities are aptly accounted for by M. Lugeon who (1930) assumes that in the development of the geosyncline a moment comes at the time of folding when the mechanical energy of dislocation forces is converted into its heat equivalent, which results in metamorphism and rock melting.

Out of melt thus formed magmatic rocks become crystallized, among which granite is of primary importance in so far as the average chemical composition of geosynclinal deposits is concerned.

In furthering these assumptions the author had to turn in the first place to a study of the energy distribution in the orogene at the time of folding. The energy regime in the orogene is made up of the following processes:

1. The change of internal energy of matter as effected by new conditions of pressure and temperature. Most important is the exothermic effect of reactions taking place in consequence of volume reduction during the formation of metamorphic rocks under conditions of increased pressure. The theory of crystalline lattice energy (M. Born, A. Kapustinsky) shows that generally when more dense lattice is being formed the energy does emit.

2. The conversion of mechanical energy into the thermal one. In this case source energy is external (action of dislocation forces). Here belongs the conversion of mechanical energy into the thermal one: (a) In friction of rupture surfaces; (b) during plastic deformations of rocks at the expense of overcoming their internal friction; (c) during melting under conditions of excessive pressure at the solid stage (see below).

3. Continuous processes: (a) Heat of the radiocative desintegration; (b) yield of heat to the upper layers of the lithosphere with subsequent radiation. Of greatest interest is, in the author's opinion, the instance, as observed in folds during their formation, of the equilibrium between the solid phase undergoing excessive pressure (stress π in the intrusion roof), and the liquid phase bearing only the hydrostatic pressure (fig. 5). Under these conditions, as pointed out by Johnston, the temperature of melting of the solid stage abruptly goes down

$$\frac{dT}{d\pi} = -\frac{V_s T}{\Delta W},$$

where T is the absolute temperature of melting, V_s is the volume and ΔW the latent heat of melting of 1 gr. the solid stage. Therefore the mechanical energy of compression is converted into the latent heat of melting. Generally, the origin of the acid magma and the penetration of the intrusions against the background of folding may be represented as follows. The lateral stress originating at the time of folding

serves as an impetus to exothermal reactions (during consolidation of rocks and dynamometamorphism). At the same time the influx of radioactive heat increases due to the appearance of subcrustal projections. The heat is emitted also during the time when plastic and rupture deformations occur. As the result at a certain depth, especially in rocks the bulk composition of which is close to the eutectic (P. Eskola), melting takes place. The incipient acid magma bulks expand due to the fusion of the roof compressed by the load and stress (π). As shown by the above equation, the melting under these conditions occurs at a temperature that is appreciably lower than the standard temperature of melting. The fact that volatiles are invariably present still further facilitates the process. The heterogeneous magma, formed at the expense of melting of bedded and other rocks of varying compactness, acquires a certain mean composition due to the simultaneous sinking of heavier and rising of lighter melts, diffusion of gases, mechanical displacements, etc. On the whole, in the upper part of intrusions lighter melts accumulate enriched in alkali and silica.

From the apical projections of large "autochthonous" batholites of such a type small "allochthonous" blocks, stocks, dykes and laccoliths are developed which find their way through by means of mechanically driving apart the wall rocks (as shown by H. Cloos, R. Balk), and not by means of assimilation.

If the composition of granites and granodiorites corresponds to the average composition of the geosynclinal deposits, the composition of syenites is closely similar to that of the purer argillaceous rocks. The diorites are commonly hybrid in nature, and owe their origin to the fusion of acid and basic rocks, or to the mixing of respective magmas, as is the case with andesites among effusives. In a number of regions anorthosites (e. g. in the Baikal region) seem to be products of metamorphism of sedimentary rocks.

Thus, the energy of tectonic processes may take part in remelting at comparatively shallow depths, diverse rocks of the lithosphere to form magmas of various, predominantly acid composition.
