

М.А.Осипов

КОНТРАКЦИЯ
ГРАНИТОИДОВ
И ЭНДОГЕННОЕ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

М. А. ОСИПОВ

КОНТРАКЦИЯ ГРАНИТОИДОВ
И ЭНДОГЕННОЕ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ

1004



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1974



В работе произведена оценка величины сокращения объема интрузивов лейкократовых гранитоидов при их остывании в условиях малых глубин. Сокращение объема магматических тел происходит как в виде уменьшения внешних размеров плутонов, так и в виде появления внутри них разного рода пористости, трещиноватости. Показано значение термической усадки интрузивов для процессов возникновения дислокаций, появления "свободных" объемов, перепадов давлений, миграций мобильных фаз, что в конечном счете приводит к возникновению различных минеральных новообразований. Доказывается, что следствием термической усадки внутри интрузивов являются камерные пегматиты - аналоги усадочных раковин, а также некоторые жильные породы и гидротермальные новообразования. Сокращение объема интрузивов приводит к появлению значительных изменений и в околоинтрузивном пространстве. Перекрывающие интрузив породы, переставая получать опору снизу, оседают, вследствие чего над магматическим телом развивается специфическая тектоника. Процесс развития тектоники происходит длительное время и на большую высоту. В результате над интрузивом появляются пути миграции минералообразующих растворов и места их локализации. Постепенное центробежное и циклическое развитие трещиноватости обуславливает появление околоинтрузивной зональности и стадийности минералообразования. Работа рассчитана на петрологов, геологов-рудников и геологов-производственников.

Ответственный редактор
член-корр. АН СССР Г. Д. АФАНАСЬЕВ

ВВЕДЕНИЕ

В геологических исследованиях несомненна важность знаний физической сущности природных процессов. Это относится и к проблеме формирования интрузивов. Теория этого сложного многогранного процесса не разработана. Она пока базируется главным образом на геологических наблюдениях и экспериментальных данных физической химии. Построения и интерпретации, сделанные на основе геологических наблюдений методами физической химии, геохимии и т.д., могут считаться достоверными только в том случае, если они не противоречат законам физики. В ряду прочих почти отсутствуют детальные исследования по такому процессу, как термическое сокращение объема магматических тел. Термическое расширение и сокращение веществ, в том числе в рассматриваемых геологических условиях, — процесс, вероятность которого сомнению не подлежит. Интенсивность явления позволяет судить о значительных масштабах, вызываемых им изменений, которые могут происходить как в самих магматических телах, так и в ореолах их воздействия во вмещающих породах. Так, последствиями термической усадки интрузивов могут быть различные дислокации, появление свободных объемов, больших перепадов давлений, миграция подвижных фаз и другие процессы, интересующие геологов различных специальностей, в том числе рудников. Это позволяет рассматривать проблему термического сокращения как одну из важных сторон теории формирования интрузивов и считать существенным звеном при решении вопросов связи интрузивного магматизма с эндогенным рудообразованием.

Настоящая работа посвящена анализу явлений, происходящих при остывании и сокращении объема интрузивов гранитоидов формации малых глубин, формирующихся в относительно спокойной тектонической обстановке. В интрузивах, располагающихся в тектонически активных зонах, процессы, связанные с термическим сокращением их объема, сильно затушевываются, видоизменяются. Поэтому все закономерности, характерные для этого явления, можно в относительно чистом виде наблюдать только в тех плутонах, формированию которых не мешали сторонние факторы. Вследствие этого все изложение материала ведется применительно к интрузивам, формировавшимся в спокойной тектонической обстановке. Обращение к интрузивам тектонически активных зон оговаривается в каждом случае особо.

В работе определены наиболее существенные моменты, связанные с термическим сокращением объема магматических тел, поэтому она может рассматриваться как первый шаг в разработке физических основ этого процесса и его геологических интерпретаций. Рассмотрение процесса термической усадки интрузивов и его последствий на объектах, которые дают наиболее полную и неизменную картину этого явления, позволяет считать работу начальным этапом в создании типовой физической модели формирования интрузивов гранитоидов малых глубин.

Геологической основой исследования явились наблюдения автора, сделанные во время многолетнего (1952–1972 гг.) изучения проявлений магматизма и связанной с ним эндогенной минерализации в различных районах страны (Алтай, Забайкалье, Кавказ, Казахстан, Урал, Украина, Карелия). Особое внимание уделялось интрузивам гранитоидов формации малых и средних глубин заключительных этапов формирования тектоно-магматических циклов регионов, внедрившихся часто уже в полуплатформенных условиях. Одной из таких групп интрузивов были, например, интрузивы лейкократовых гранитов акчатауского комплекса в Центральном Казахстане (массивы Акчатау, Аиртау, Бектауата, Кент, Кзылтас, Кзылтау, Майтас, Ортау), интрузивы калбинского комплекса на Алтае, ряд массивов Восточного Забайкалья.

Были привлечены положения различных разделов физики, а также достижения теории и практики металлургии, петрургии, стекловарения, горной механики и др., во многих случаях моделирующие природные процессы. С целью моделирования природных явлений были проведены некоторые собственные эксперименты (изучение усадочных явлений на отливках легкоплавких веществ, изучение механизма оседания пород над пустотами). Для представления об интенсивности, а следовательно, о реальности протекания тех или иных процессов в конкретных условиях проделаны некоторые расчеты. Сложность глубинных процессов и сравнительно небольшое количество известных данных о них, естественно, предопределили получение во многих случаях лишь качественных или приблизительных характеристик этих процессов. Однако во внимание принимались лишь те, которые с достаточной степенью надежности определяли тенденцию процесса, вероятность его протекания в том или ином направлении. В некоторых случаях полученные результаты с достаточной для современного уровня знаний точностью характеризуют и интенсивность процесса. Критерием достоверности той или иной стороны теоретической модели автор считает соответствие ее геологическим данным.

ГРАНИЦЫ ЯВЛЕНИЙ. УПОТРЕБЛЯЕМЫЕ ПОНЯТИЯ

Нестационарность большинства геологических процессов вызывает необходимость рассматривать эти процессы в пределах отдельных периодов и условий, где обстановка существования систем хотя бы приблизительно однообразна или изменяется в пределах, которые можно представить и оценить.

Например, недопустимо рассматривать совместно условия существования магм в местах их зарождения — магматических очагах и в объеме интродуцированных масс. Теплофизические условия обеих систем резко различны. Нельзя также делать однозначные выводы для основных и кислых магм, физические параметры состояния которых (например, вязкость, реологические свойства) также неодинаковы. К сожалению, в геологической теоретической литературе часто таких четких разграничений не делается.

Определение граничных условий, явлений логично предопределяет более точное определение понятий и терминов, учитывая, что в геологии с упорядоченностью терминологии дело обстоит не совсем благополучно.

а) *Магматический очаг.* Будем рассматривать магмы, образующиеся в результате анатексиса, палингенеза за счет расплавления пород земной коры. Это расплавление происходит в магматических очагах.

Системы таких очагов, если существующие представления о них верны, получают тепло от некоего неизвестного нам источника, функционирующего в течение геологически измеримого времени. В своем развитии магматический очаг проходит активную стадию и стадию остывания. Активная стадия предполагает увеличение количества тепла, поступающего к любой точке сечения магматической камеры (за исключением частного случая, когда устанавливается равновесие между теплом источника и теплом, необходимым для поддержания жидкостного состояния уже образовавшегося расплава).

Наиболее вероятное состояние таких очагов в активную стадию — это расплавление вмещающих пород, расширение магматической камеры, так как любому количеству поступающей тепловой энергии может соответствовать некоторое эквивалентное в данных условиях количество расплавляющихся пород (см. ч. I, и).

б) *Гипабиссальные условия.* Гипабиссальными, или условиями малых глубин, будем считать условия, отвечающие глубинам порядка примерно 1–4 км.

Принятое определение не вполне удовлетворительно. Аналогичные условия, например в отношении температуры и давления, могут возникать как в более высоких горизонтах, так и на несколько больших глубинах. Однако в этих случаях появление таких условий будет кратковременным и локальным.

в) *Интрузивы*. Интрузивами формации малых глубин или гипабиссальными интрузивами будем полагать порции магмы, внедрившиеся в относительно высокие и холодные горизонты земной коры и потерявшие связь с первичным источником тепла — магматическим очагом, — а если и сохраняющие ее, то лишь локально и в той мере, которая не исключает охлаждения интрузива. Следовательно, система интрузива с самого начала ее существования — система охлаждающаяся. Расплавление большинства вмещающих пород за счет тепла таких интрузивов невозможно (см. ч. I, а, и, л). В этом отношении системы интрузивов принципиально отличаются от систем магматических очагов, особенно в их активную стадию.

Мы будем рассматривать интрузивы, остывавшие в относительно спокойной тектонической обстановке. Это бывает возможно в позднеорогенный период формирования регионов. В этих условиях магматические тела сохраняют то внутреннее строение, которое они приобретают в результате автономного развития, без воздействия сторонних факторов, например тектонических подвижек. В соответствии с современными представлениями форма таких интрузивов в основном грибообразная, с относительно узким подводющим каналом. Пространство, занимаемое интрузивами, образуется в результате раздвигания стенок камеры внедряющейся магмой механическим путем. Такой механизм подтверждается многими исследованиями (Cloos, 1921; Лодочкиков, 1926; Balk, 1931; Павлинов, 1949; Казанли, 1955; Мархинин, 1957; Юнаковская, Дистанова, 1960; Баддингтон, 1963; Слободской, 1965; Hamilton, Myers, 1967 и др.). Автору также пришлось убедиться в этом, в частности, на основе наблюдений, свидетельствующих о продолжающемся внедрении интрузива, когда его верхняя куполообразная часть уже затвердела. О механической активности магм однозначно свидетельствуют также излияния лав, экструзии и т.п. (ч. I, ж).

г) *Магматическая и постмагматическая стадии формирования интрузивов*. Под магматической стадией формирования интрузивов часто подразумевают период формирования до момента их окончательной кристаллизации, включая кристаллизацию даже локальных внутриинтрузивных участков расплава. В этом случае большая часть интрузива тверда и уже находится в постмагматической стадии развития. Таким образом, налицо одновременность существования обеих стадий, отсутствие их четкого разграничения.

Естественно, что физические процессы, происходящие в твердой породе и еще жидком или дисперсном расплаве, различны. Поэтому целесообразно (а с позиций физики необходимо) рассматривать не магматическую или постмагматическую стадии развития интрузива в целом, а одноименные стадии состояния вещества (может быть в пределах отдельных участков) интрузива. Под магматической стадией

состояния расплава мы будем понимать существование его как жидкости, суспензии и в период затвердевания в виде жесткого каркаса соприкасающихся кристаллических зерен, межзерновое пространство которых заполнено остаточным расплавом. Постмагматическая стадия формирования данного участка интрузива начинается после полной кристаллизации расплава. Межзерновые поры могут быть заполнены лишь газом или гидротермальным раствором.

д) *Время затвердевания интрузивов.* Время остывания интрузивов высчитывалось разными авторами. С учетом скрытой теплоты кристаллизации это сделали Е.С. Ларсен (Larsen, 1945) и Д.Н. Казанли (1952).

По данным Д.Н. Казанли, время полного (до центра тела) затвердевания интрузивов, по форме, размерам и глубине залегания сопоставимых с рассматриваемыми, колеблется в пределах 10–100 тыс. лет. Тот же порядок цифр следует из работы Е.С. Ларсена.

е) *Температура магмы.* Весьма существенным в познании процессов формирования интрузивов является знание теплового режима их остывания. По этому поводу существует довольно большая литература, в основном касающаяся закономерностей распространения тепла в околоинтрузивном пространстве. Число исследований температурного режима внутри интрузивов меньше.

Теоретическое решение вопросов, связанных с тепловым состоянием интрузивов, очень сложно. Известные задачи о закономерностях остывания магматических тел, прогреве вмещающих пород и т.д. (например, задача Стефана) касаются простейших случаев и не учитывают все вероятные факторы, способные влиять на указанные процессы. Поэтому представления, основанные на теоретическом моделировании на базе известных теплофизических законов, следует рассматривать лишь как дополнительный источник информации. Основное внимание, особенно для рассматриваемых гипабиссальных интрузивов, следует уделять геологическим наблюдениям (например, прямым и косвенным замерам температур и т.д.), а также экспериментальному моделированию, в том числе хорошо изученным закономерностям остывания отливок в металлургии и др.

На основании наблюдений в природе (см. сводные данные, Лавринг, 1959) и экспериментальных данных (Р.Горансон; Sabatier, 1956; Jahns, Burnham, 1958; Tuttle, Bowen, 1958; Winkler, 1961–1962; Хитаров, Пугин, 1962; Вилли, Таттл, 1963; Кренк, Ойя, 1963; Shaw, 1963; Лебедев, Хитаров, 1964 и др.) температура существования гранитной магмы в зависимости от содержания воды и давления теоретически может колебаться в пределах 550–1200°.

О начальной температуре магмы при формировании интрузивов малых глубин можно судить по следующим данным.

Т.С. Лавринг на основании анализа наблюдений, известных до 1955 г., расчетов и эксперимента полагает, что начальная температура интрузивов кварцевых монзонитов и гранитов равна 850–900°. Е.С. Ларсен (Larsen, 1945) при расчете тепловых процессов в южно-калифорнийском гранитном батолите принимал начальную температуру магмы 820°, температуру полной кристаллизации 620°. А.Н. Заварицкий и

В.С. Соболев (1961) считает, что в большинстве случаев кислая магма имеет температуру около 800° или даже несколько ниже. Более поздние эксперименты подтвердили общий порядок этих цифр. Так, согласно Е.Б. Лебедеву и Н.И. Хитарову (1964), практически полное расплавление гранита в условиях насыщения водой при 500, 1000 и 2500 атм наступает соответственно примерно при 930, 790, 730° . При кристаллизации 60% объема расплава при указанных давлениях соответствующими температурами будут 850, 730, 680° . Если бы содержание воды не достигало насыщения, что для природных условий является более реальным, то указанные температуры были бы более высокими; это, в частности, видно из того, что при снижении содержания растворенной воды равная электропроводность, а следовательно, соотношение твердой и жидкой фаз в расплаве достигается при более высокой температуре. Даллс (Dallés, 1939) на основе изучения метаморфизма угля под влиянием интрузии монзонитов определил, что начальная температура магмы, образовавшей мощные силлы этих пород, была 900° .

Приблизительное представление о температурах в период формирования гранитных плутонов можно составить на основе замеров температуры кристаллизации по двуполовшпатовому методу Т.Барта, гомогенизации и декрепитации газовойжидких включений и др. Эти температуры располагаются в интервале $640-900^{\circ}$ (Прияткин, 1964; Пузанов, Кудакова, 1964; Соболев, Долгов и др., 1964; Костылева, 1965; Давиденко, 1966; Базаров, 1968 и др.). Правда, надежность этих определений снижается из-за того, что ранние, интрателлурические вкрапленники, на основе которых можно было бы судить о начальной температуре внедрявшейся магмы, существенно отличаются от тех кристаллов, которые слагают уже затвердевшую породу и которые обычно являются объектом изучения (см. ч. I, и). Можно полагать, что эти методы чаще фиксируют температуру магмы при ее массовой кристаллизации.

Резюмируя сказанное, мы считаем возможным для дальнейших расчетов принять температуру гранитной магмы при ее внедрении в высокие горизонты земной коры в среднем близкую к 900° , а в конце кристаллизации 650° . Теплом перегрева такая магма не обладает (см. ч. I, и, л).

ж) *Магматическое давление.* В ряде случаев необходимо иметь представление о давлении магмы на вмещающие породы. Часто это давление принимается таким, которое определяется геобарическим градиентом на данной глубине (средний геобарический градиент — 1 атм на 3,7 м глубины; Дэли, 1920). Это так называемое литостатическое давление, но до полного охлаждения интрузива система не является равновесной. Поэтому в этот период говорить о статическом давлении нельзя. При внедрении магмы, раздвигании и приподнимании вмещающих пород действующие силы будут больше литостатической нагрузки. После прекращения внедрения магмы в процессе остывания и сокращения объема интрузивов давление в некоторых участках внутри них может быть меньше литостатического. Об этом речь пойдет дальше. В данном разделе мы акцентируем внимание лишь на начальных условиях существования интродуцировавшей магмы, на давлении при внедрении.

Природа сил, обуславливающих внедрение расплава во вмещающие породы, точно не ясна. Известно, что механическое воздействие может оказывать сам расплав. Это вытекает из фактов излияний на поверхность лав, выдавливания экструзивных куполов, из самого способа образования интрузивов (ч. 1, в). Можно полагать, что при некоторых обстоятельствах давление на вмещающие породы может осуществляться за счет газовой фазы, возникающей в магме (ч. 1, к). О вероятности появления газовой фазы в кислых магмах свидетельствуют газовые пузырьки в обсидианах, выбросы типа палящих туч, вещество которых представляет собой псевдооживленный слой — смесь твердых частиц и выделяющегося газа и др.

Магматическое давление можно приблизительно оценить. Для этого необходимо иметь представление о физико-механических свойствах вмещающих интрузив пород и о характере дислокаций, происходящих при интрузировании магмы. Такая оценка давления, производившегося интрузировавшей кислой магмой, сделана, например, Р.М. Слободским (1965) для минераловодских лакколитов. Магматическое давление для интрузивов диаметром в плане 2–4 км оказалось равным 1000–1500 кг/см². Литостатическое давление составляло лишь примерно 45–64,4% от указанного магматического давления. Причем, по мнению Р.М. Слободского, полученное значение магматического давления существенно занижено, так как не были учтены все возможные факторы сопротивления.

О давлении в магме в относительно ранние периоды становления интрузивов можно судить и по замерам в газовой-жидких включениях в породообразующих минералах гранитов. Согласно известным данным (ч. II, гл. 2, в) это давление соответствует вышеуказанному, подтверждая общий порядок величин.

э) *Химический состав магмы.* Будем рассматривать в основном гранитный расплав, считая его состав соответствующим среднему составу гранитов по Дэли. Привлечение к рассмотрению расплавов иного состава в каждом случае оговаривается.

Особое значение имеет содержание в магме летучих и в первую очередь воды. Содержание воды в магмах неизвестно. За нижний предел, вероятно, можно принять минимальное содержание конституционной воды в кислых вулканических стеклах. Это содержание иногда опускается до нуля. Верхний теоретически возможный предел начального содержания воды для глубин, доступных экстраполяции, определяется известными экспериментами по растворимости воды в гранитном расплаве, указывающими порядок примерно 10 вес. % (Горансон, 1959).

Реальное содержание воды в магме в большинстве случаев, вероятно, не достигает насыщения и имеет какое-то среднее, не известное нам значение, варьируя в указанных пределах.

Можно полагать, что в некоторых случаях кислые магмы содержат повышенное количество других летучих и легкоплавких компонентов, например фтора, лития и т.п. Свойства таких расплавов, вероятно, отклоняются от усредненных. Поскольку такие магмы сравнительно редки, то при построении общей модели формирования интрузивов они не рассматриваются.

и) *Твердые фазы в магме.* Как уже отмечалось, принимаемая в рассмотрение гранитная магма – палингенная, анатектическая – образуется в соответствующих магматических очагах. Степень нагрева расплава в разных частях очага различна. Она соответствует интенсивности температурного поля внутри него. Можно полагать, что коль скоро расплав образуется, то его граница с еще твердыми породами является поверхностью солидуса. На некотором расстоянии от нее, ближе к тепло-вому центру очага в случае достижения полного расплавления должна располагаться концентричная ей поверхность ликвидуса. Каждая из поверхностей по ряду причин не будет строго изотермичной. Например, $t_{\text{солид}}$ и $t_{\text{ликид}}$ в относительно **ниже**расположенных частях магматической камеры будут больше за счет влияния давления. Разным может быть также состав **плавящихся** пород. Для нас существенно то, что между обеими поверхностями расплав будет содержать твердую и жидкую фазы, количество которых будет изменяться. Ширину зоны дисперсного расплава определить нельзя, однако можно полагать, что она будет велика, ибо согласно многим экспериментальным исследованиям разница между $t_{\text{солид}}$ и $t_{\text{ликид}}$ для кислых расплавов в сопоставимых условиях может достигать сотен градусов (Jahns, Burnham, 1958; Winkler, 1961-1962; Хитаров, Пугин, 1962; Лебедев, Хитаров, 1964; Анфилогов и др., 1972). Например, в системе альбит-вода при 800°C, 8 кбар и насыщении водой количество кристаллов в расплаве составляет около 20% (Burnham, Davis, 1971). По данным Л.Б. Нагапетяна (1972), в гранитном расплаве, насыщенном водой, интервал $t_{\text{ликид}} - t_{\text{солид}}$ составляет 250°C. В случае недосыщения водой этот интервал увеличивается.

Еще дальше по направлению к тепло-вому центру **очага** теоретически должна располагаться зона перегрева. Однако вследствие **неизолированности** системы (непрерывный отвод тепла и расходование его на расплавление пород) и сравнительно большой разницы в температурах плавления различных минералов уверенности в существовании зоны, поля перегрева в анатектических очагах нет.

Этот вывод подтверждается геологическими наблюдениями. Легко убедиться, что кислые вулканические стекла, фиксирующие закалкой фазовый состав внедряющейся магмы, часто содержат разное количество кристаллической фазы. А. Ритман (1964) указывает, что "количество нерасплавленных кристаллов", чаще всего оплавленных кристаллов кварца и полевых шпатов исходных пород, обычно колеблется в пределах 30-50%, но иногда превышает 75% объема магмы, изливающейся на поверхность. Несмотря на такое большое содержание кристаллов, продукты закалки таких расплавов сохраняют внешность стекла.

Значительный объем твердых фаз в кислых вулканических стеклах составляют интрателлурические кристаллы. По данным В.В. Наседкина (1963), в стеклах СССР такие кристаллы слагают от 5 до 40% "общей массы" пород. По нашим наблюдениям, количество их в кислых стеклах не ниже 1-3% объема. Размеры глубинных вкрапленников обычно составляют доли миллиметра. Наиболее крупные достигают в длину 1-2 мм. О том, что кислые вулканические стекла часто фиксируют закалкой именно глубинные вкрапленники, видимо, свидетельствует тот

факт, что среди них мы видим минералы, которые согласно кристаллизационному ряду Боуэна должны выпадать первыми. Это — оливин, ромбический и моноклинный пироксены, базальтическая роговая обманка, плагиоклаз с верхним содержанием анортитовой молекулы до 43%, магнетит, гранат. Большинство вкрапленников резорбировано. Вкрапленники плагиоклаза при размерах до 1,5–2 мм в длину иногда имеют до 15 зон роста. Эти особенности указывают на длительную историю их жизни, что находится в соответствии с изменением физико-химических параметров состояния при подъеме магмы с глубин. Позже, при массовой кристаллизации расплава в условиях интрузивов эти ранние кристаллы, считающиеся "запрещенными" для гранитов (за исключением магнетита, интервал кристаллизации которого сильно растянут), исчезают. Этот процесс еще требует изучения. Можно только полагать, что те крупные вкрапленники (обычно полевого шпата), которые содержатся в порфирах и порфиroidных гранитах, нельзя считать интрателлурическими, как это иногда делают.

Примерно та же картина в отношении содержания глубинных кристаллов характерна для основных магм (Ритман, 1964) и других. М.П. Воларович (1934) с учетом данных Бриджмена полагает, что даже в изостатическом слое Земли при давлениях порядка нескольких десятков тысяч атмосфер магма может содержать твердую фазу. Имеются данные, указывающие на то, что при кипении сложных силикатных расплавов в них остается (Вольдан, 1963; Гультей, Мальшева, 1966) незначительное количество микроскопических кристаллов, это находится в соответствии с теорией строения жидкостей. Естественно, что в процессе интрузивирования, постепенного остывания количество кристаллов в магме возрастает. Например, в вулканических стеклах наряду с глубинными вкрапленниками появляется обычно большое количество более поздних кристаллов (микролитов). Все сказанное позволяет считать, что гипабиссальные кислые магмы теплом перегрева не обладают и представляют собой дисперсный расплав. Это отражается на их механических свойствах (ч. I, л), а также определяет их воздействие на вмещающую среду. Так, например, ксенолиты силикатных пород даже очень мелкие в рассматриваемых интрузивах не расплавляются, сохраняют четкие границы и остроугольные очертания. Иногда наблюдается лишь образование наиболее легкоплавкого расплава в межзерновых пространствах пород ксенолитов.

к) *Газовая фаза в магме.* Вопрос о возникновении, существовании газовой фазы в магме, сложный, до настоящего времени достаточно не изученный. На основании известных теоретических и экспериментальных данных, а также практики металлургии, стекловарения и т.д. можно полагать, что вероятными механизмами образования газовой фазы в интрузивующихся магматических расплавах будут: 1) спонтанный процесс возникновения равновесных газовых пузырьков при снижении давления на магму, например, в результате возникновения расколов и подъема ее в верхние горизонты земной коры; 2) выделение пузырьков газа на зародышах кристаллов, как на затравках; 3) выделение газа на кристаллах в процессе их роста как результат невхождения растворенных летучих в решетку минералов; 4) механизм кристаллизацион-

ной дифференциации с постепенным отделением в межзерновое пространство все более жидкостного и, наконец, газообразного флюида. Этот процесс также обусловлен неспособностью вхождения всех летучих в решетки образующихся минералов. Поэтому он принципиально сходен с предыдущим, хотя в последнем случае надо допустить, что между остаточной жидкостью и излишком летучих все время до момента насыщения успевает устанавливаться равновесие, т.е. летучие растворяются. Тот факт, что кристаллы плагиоклазов в гранитах иногда содержат многочисленные газовой-жидкие пузырьки, расположенные в виде узких концентрических зон, соответствующих общему зональному строению минералов, вероятно, указывает на отсутствие растворения. Такие наблюдения сделаны нами, например, на некоторых молодых интрузивах гранитов Алтая и Калбы. Они известны и из литературы. В других случаях такое зональное расположение пузырьков не устанавливается. Поэтому вероятно, что оба указанных процесса дополняют друг друга, варьируя в масштабах своего проявления в зависимости от физико-химической обстановки.

В любом случае образование газовой фазы в магме в числе прочего зависит от количества растворенных в ней летучих компонентов. Если пересыщение не достигается, то газовая фаза не образуется. К сожалению, содержание летучих, в частности воды, в магмах при их зарождении неизвестно. Поэтому степень снижения давления (температуры), необходимого для насыщения магмы (остаточного расплава) летучими и образования газовой фазы, будет в разных случаях различное. Однако те факты, что снижение давления в гипабиссальных условиях по сравнению с давлением в магматических очагах может быть весьма значительным (а кристаллизация процесс неизбежный), позволяют с достаточной степенью вероятности полагать, что образование газовой фазы в интрузирующих магмах реально. Как указывалось, это вытекает и из геологических наблюдений, о чем свидетельствует наличие пузырьков газа в минералах полнокристаллических пород и в вулканических стеклах. К тому же выводу автор пришел на основании изучения строения шариков, сложенных иошитом, магнетитом и самородным железом, обнаруженных в гранитоидах Рудного Алтая (Осипов, 1962). Позже подобные образования были найдены в кислых вулканогенных породах (Мирзоян, 1965). Идеальная шаровидная форма этих мелких выделений, их строение, состав и т.д. свидетельствуют об их образовании (вероятно, ликвационным путем) еще в жидком (дисперсном) расплаве. Наличие в шариках округлых, гладкостенных пор-пустот указывает на присутствие в магме в этот период мелких выделений газовой фазы.

Мы будем считать, что при внедрении и последующем остывании магма содержит какое-то количество более или менее равномерно распределенных в массе расплава газовых пузырьков. Об их возможных размерах и дальнейшем поведении (расширение, подъем, объединение и т.п.) см. ч. II, гл. 2, б.

л) *Реологические свойства, вязкость магматических расплавов.* Для петрологии и теории эндогенного минералообразования часто необходимо знание реологических свойств и вязкости магм. Например, без зна-

ния этих свойств невозможно оценить вероятность выхода за пределы магм минералообразующих растворов, компонентов и т. п.

Как известно, все реальные жидкости по своим физико-механическим свойствам делятся на две группы: нормальные, или ньютоновские и неньютоновские жидкости. Вода и водные растворы, многие углеводороды, расплавленные металлы и силикатные расплавы при температурах перегрева или при незначительном содержании частиц твердой фазы и т. д. являются нормальными жидкостями, а шламы, буровые и подобные им глинистые и другие "растворы" при определенном содержании взвешенных твердых частиц, высокой консистенции коллоидные растворы, масляные краски, расплавы металлов и различных силикатов при температурах, обеспечивающих соответственное содержание взвешенных кристаллов — все это неньютоновские жидкости. Особенностью неньютоновских жидкостей является то, что они в определенных условиях могут обладать свойствами твердых тел. Так, механическое воздействие на них со скоростью, превышающей скорость пластической релаксации, и силой, большей предела упругости (напряжения сдвига), вызывает разрывы (обычно микроскопические) сплошности, как в твердом теле, что находится в соответствии с относительно высокой степенью структурирования таких жидкостей¹. Естественно, это определяет различие и других свойств жидкостей обеих групп, в том числе их вязкости. Так как количество разрывов, а также их величина, в неньютоновских жидкостях при механическом воздействии пропорционально его скорости, то вязкость, а следовательно, внутреннее трение, вязкость их в отличие от нормальных жидкостей изменяется в зависимости от скорости движения, воздействия.

Работ, указывающих на принадлежность магматических расплавов к той или иной группе жидкостей, очень мало. В основном можно опираться на сравнительные данные. Известно, что всем жидкостям присуща природная микрогетерогенность, квазикристаллическое строение, впервые установленные посредством рентгеновских лучей. Это свойство ярче проявляется у жидкостей, склонных к полимеризации. Таковыми являются сложные силикатные расплавы. Чем выше степень полимеризации, тем больше вязкость.

В расплавах, соответствующих кислым магмам, вязкость возрастает при увеличении содержания Al_2O_3 и особенно SiO_2 и уменьшается в присутствии H_2O , F, P, щелочей и оснований (Fe, Ca, Mg). При увеличении содержания кремния уменьшается относительное количество ионов кислорода. Если имеющийся в расплаве кислород не обеспечивает насыщение всех четырех валентностей кремния, то часть ионов кислорода становится общей для соседних тетраэдров, и таким образом, наступает полимеризация (укрупнение) частиц с образованием сложных, например, цепочечных, сиботаксических групп. Разжижающие компоненты действуют в обратном направлении. Наиболее эффективными разжижителями,

1

Неньютоновские жидкости в свою очередь делятся на несколько групп, отличающихся по физико-механическим свойствам. Этот вопрос освещен в специальной литературе.

аналогичными по механизму действия, являются вода и фтор. Это обусловлено значительным сходством свойств ионов OH^- и F^- .

Из сиботаксических групп при изменении условий (например, охлаждении) возникают мицеллы, или нуклеоды, кристаллиты и кристаллы. Взвешенные твердые частицы еще больше увеличивают вязкость жидкости согласно уравнению:

$$\eta = \eta_0(1 + 2,5\varphi) \quad (\text{Эйнштейн, 1936}_1) \quad (1)$$

или близкому к нему уравнению А.И. Бачинского:

$$\eta = \eta_0(1 + 4,5\varphi) \quad (\text{Касаткин, 1960}). \quad (2)$$

В обоих случаях η_0 - вязкость жидкости без взвешенных частиц, φ - доля объема взвешенных частиц. Формула (1) неоднократно проверена экспериментально (Жуков, 1949). Эти формулы отражают изменение вязкости жидкостей при сравнительно небольших содержаниях дисперсной фазы, т.е. до появления свойств твердообразных сред, согласно "Справочнику химика" (1966), до 10% объема, что, вероятно, является усредненной величиной.

В случае больших содержаний взвешенных частиц жидкости становятся уже аномально вязкими, вязкость их увеличивается по иным законам, прогрессивно. Появление свойств неньютоновских жидкостей при соответствующем увеличении количества кристаллов в силикатных расплавах подтверждается большим числом лабораторных и заводских наблюдений (Волярович, 1933; Волярович, Леонтьева, 1936; Рулла, 1936; Гультай, Мальшева, 1966 и др.).

Для приобретения свойств неньютоновских жидкостей водными суспензиями глин количество твердой фазы в них должно быть не менее 0,1-18% (по данным разных авторов, различная степень дисперсности). Для 10%-ной суспензии глины предельное напряжение сдвига Θ составляет порядка 150 дин/см² (Серб-Сербина, Ребиндер, 1947). Для суспензий различных глин с концентрацией 49,4-62 вес.% Θ - 500-14 900 дин/см² (Волярович, Толстой, 1933; Волярович, 1934). Реологические свойства расплавов силикатов (горных пород и шлаков) при появлении в них определенного количества кристаллической фазы "обнаруживают полный параллелизм с глинами" (Волярович, 1934). Это видно из сравнения кривых $V - P$ (скорость сдвижения - действующая сила) для глин и расплавов шлаков и горных пород. Так, при 1147° до появления критического содержания кристаллической фазы расплав базальта свойствами неньютоновской жидкости не обладает: точки ложатся строго на прямую. При 1100° зависимость уже не прямолинейная, кривая приобретает характерный для неньютоновских жидкостей изгиб, и расплав характеризуется предельным напряжением сдвига $\Theta = 18000$ дин/см². Необходимое увеличение кристаллической фазы происходит в интервале 1147-1100°, что доказывалось и другими методами (Волярович, Леонтьева, 1936). При этом подобные расплавы визуально остаются еще жидкими даже тогда, когда количество твердых частиц составляет порядка 30-40% (Волярович, Корчемкин, 1940).

К аналогичным результатам пришли Дей, Сосман, Хостеттер еще в 1914 г. (Day, Sosman, Hostetter, 1914). По их данным, диабаз начинает плавиться при 1150° , свободно течет при 1225° , а расплавляется полностью только при 1300° . Лавы пахуху при 970° остаются внешне жидкими и текут несмотря на почти полную кристаллизацию. На температурной кривой таких лав от 970° и ниже нет перегиба, соответствующего экзотермическому выделению скрытой теплоты кристаллизации (Лавринг, 1959). Сходный характер зависимости вязкости и, следовательно, реологических свойств, наблюдается и у более кислых расплавов, например андезита.

Для гранитоидов характеристики вязкости известны как для сухих расплавов при нормальном давлении, так и для водонасыщенных под высоким давлением, в том числе в условиях, сопоставимых с гигабарическими.

Вязкость водонасыщенных и близких к насыщению водой гранитоидных расплавов при высоких давлениях и температурах экспериментально изучалась Сабатье (Sabatier, 1956), Шоу (Shaw, 1963), Э.С. Персиковым, 1972 и др. Согласно Сабатье вязкость расплава природного стекла состава гранита ($\text{SiO}_2 - 70,2\%$) при 800° , давлении 1000 атм и содержании воды 8% (насыщение) равна $1,8 \cdot 10^6$ пуаз. Аналогичные данные вязкости водонасыщенного расплава обсидиана получены Шоу. Данные Э.С. Персикова относятся к большим глубинам. Насыщение расплава водой существенно разжижает его. Поскольку в природных условиях насыщение магм водой можно рассматривать лишь как крайний случай, то и указанные значения вязкости также будут крайними, минимальными значениями вряд ли в природных условиях достижимыми. Так, из работы Сабатье видно, что снижение содержания воды с 6 до 5% увеличивает вязкость расплава примерно на полпорядка. При некотором среднем более реальном содержании воды вязкость магмы будет больше, видимо, на 1–2 порядка, поэтому в качестве обычной вязкости кислых магм малых глубин мы будем считать вязкость 10^8 пуаз, полагая меньшую вязкость возможной лишь в сравнительно редких случаях (см. ч. II, гл. 2, б), Н. Боуэн (Bowen, 1921) и П.Н. Кропоткин (1941) полагали вязкость кислых магм $10^8 - 10^{10}$ пуаз.

Как было показано (ч. I, и), интрузирующие в высокие горизонты земной коры кислые магматические расплавы могут содержать довольно значительное количество мелких частиц твердой фазы. Это же следует из упомянутых известных экспериментов, поэтому на вязкость таких магм оказывают влияние как степень их полимеризации, так и содержание твердой фазы.

Изложенное позволяет считать, что содержание твердой фазы и степень структурированности в кислых магмах, интрузирующих в высокие горизонты земной коры, необходимые для достижения ими свойств не-ньютоновских жидкостей, во многих случаях вполне реальны. В процессе остывания интрузировавших магм в камере интрузива степень вероятности приобретений ими свойств твердообразных тел возрастает. Петрологические построения необходимо производить с учетом указанной двойственности физико-механического состояния магматических расплавов.

м) *Сведения из теории и практики затвердевания расплавов. Примеры затвердевания промышленных отливок.* Процесс затвердевания магматических тел, термическое сокращение их объема невозможно изучить без знания теоретических основ затвердевания расплавов. Особенно важным представляется знание закономерностей затвердевания конкретных порций расплавов с регулируемыми условиями остывания. Такими хорошо изученными порциями расплавов являются промышленные отливки различных веществ (металлов, силикатов и др.). На примере отливок возможно изучение внутреннего строения, приобретаемого веществом в процессе остывания. Картина строения отливок свидетельствует о том, что при остывании, затвердевании расплава происходит сложный комплекс структурных изменений, возникают местные градиенты давлений, осуществляется миграция вещества, образуются различные минеральные ассоциации.

Отливки можно рассматривать как приблизительные модели магматических тел. Причем степень подобия зависит от свойств вещества и условий затвердевания отливок. Поэтому те или иные процессы, явления, происходящие в интрузивах, в разных отливках воспроизводятся по-разному. Например, моделью интрузива малых глубин в отношении процессов теплоотдачи может служить отливка силикатного расплава, заливаемого под давлением в силикатную влажную форму, температура которой ниже температуры расплава на десятки и сотни градусов. Подобное литье известно в металлургии (в том числе шлаковое литье) и петруггии. Удовлетворительной моделью может служить и простейшая отливка в открытой форме. Важным условием является разница температуры расплава и формы и интенсивность теплоотвода.

Для соблюдения условий подобия в отношении реализации мелких структурных новообразований и возможности массопереноса материал отливок должен иметь соответственно уменьшенную по сравнению с гранитной магмой вязкость. Поэтому для моделирования внутренних преобразований, возникающих в интрузивах в процессе их термической усадки, лучшие результаты дают маловязкие расплавы. Об этом мы будем говорить более подробно дальше (ч. II, гл. 2, г).

Поскольку характер затвердевания металлов и их сплавов в некоторых аспектах принципиально не отличается от затвердевания силикатных расплавов, то и они могут быть использованы в качестве моделирующих жидкостей. Для проведения некоторых аналогий могут быть использованы (и даже более успешно) отливки легкоплавких веществ.

Из всего многообразия изменений, происходящих при остывании отливок, мы рассмотрим лишь некоторые, представляющие наибольший интерес для наших построений.

Известно, что почти все тела при охлаждении сокращаются в объеме. Сокращение происходит в период жидкостного состояния расплава, при кристаллизации и при охлаждении затвердевшего вещества. Причем скорость уменьшения объема многих веществ, в том числе силикатных расплавов (коэффициент термического сокращения), в эти периоды разная, особенно большая в первом из них — при охлаждении жидкого расплава до температуры кристаллизации. Так, например, для расплава состава SiO_2 — 36,4%; Al_2O_3 — 15,6%; CaO — 38,0%; MgO — 7,35%;

FeO - 0,37%; MnO - 0,45; S - 1,02% коэффициент термического изменения объема в жидком состоянии от 1400 до 1280° равен $6,1 \cdot 10^{-3}$; при кристаллизации $5,8 \cdot 10^{-6}$ - $10,1 \cdot 10^{-6}$; при охлаждении затвердевшего вещества от 900 до 20°, $28,5 \cdot 10^{-6}$ - $32,1 \cdot 10^{-6}$ (Тобольский 1960). Разница в три порядка. Следовательно, степень перегретости расплава, а также растянутость интервала его кристаллизации, что зависит от состава, определяют величину объемных изменений и отражаются на характере происходящих в остывающем теле преобразований.

Общая величина термической усадки для разных веществ различна: у металлов она обычно не превышает 10%, у металлургических шлаков - сложных силикатных расплавов - в интервале промышленных температур ($\sim 1500-200^\circ$) может достигать и больших значений. Причем усадка реализуется как в виде уменьшения внешних размеров остывающих тел, так и в виде различных пустот внутри них (усадочные раковины, трещины, пористость). Соотношение этих объемных изменений зависит от многих причин, мы укажем лишь главные.

Если бы можно было осуществить режим бесконечно медленного и равномерного в каждой точке охлаждения всей массы абсолютно чистого однокомпонентного тела (например, расплава металла) без какого-либо механического воздействия на него, то в результате практически уменьшились бы только его внешние размеры. Эти условия идеальные, отвечающие так называемому объемному характеру затвердевания расплавов.

В реальных условиях остывания расплавов указанный режим неосуществим. Охлаждение всегда неравномерное. Обычно оно начинается с поверхности тел, постепенно распространяясь внутрь. Этот режим называется последовательным. Вследствие неравномерного охлаждения столь же неравномерно происходит и отвердевание, и термическое сокращение объема отдельных частей тела, что вызывает развитие внутри него механических напряжений. Эти напряжения весьма велики, так как обусловлены силами ионного, молекулярного притяжения. Они способны разорвать любое остывающее тело, если, например, его удерживать за концы. Но план "сдерживающих" усилий даже в простейших отливках всегда значительно сложнее, поэтому более сложны разрывы и другие деформации, которые возникают внутри остывающих тел. Таким образом, высвобождение объема при остывании и затвердевании тел, в том числе расплавов, происходит как за счет уменьшения их внешних размеров, так и за счет появления разного рода пористости, кавернозности и трещиноватости.

В практике литейного производства для характеристики режима остывания, отвердевания отливок пользуются так называемыми критериями V_i (Био) и K . В строгом смысле критерий V_i применим для случая остывания тела в газе или жидкости, а критерий K - для случая, когда остывающее тело окружено твердой средой, но существует лишь небольшая зазор. Практически в отливках в течение большей части периода их остывания мы и имеем этот последний случай. Поэтому более оправдано применение критерия K , хотя удовлетворительные ре-



зультаты дает и критерий Bi (Вейник, 1958 и др.). Критерий K - безразмерная величина, определяемая выражением:

$$K = \frac{\beta}{\lambda} x, \quad (3)$$

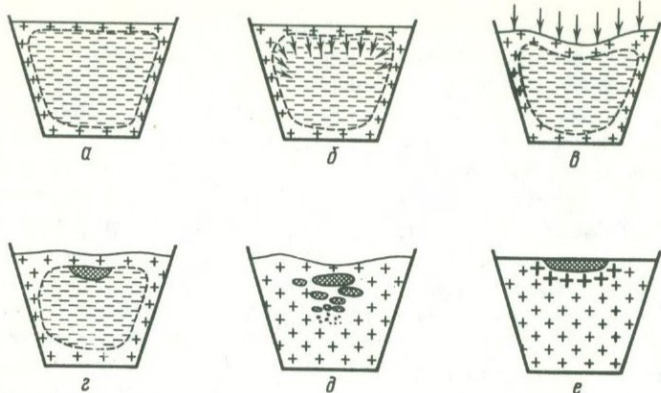
где β - коэффициент теплопередачи через зазор между остывающим телом и твердой формой (ккал/м²·час·град), λ - коэффициент теплопроводности материала остывающего тела (ккал/м·час·град), x - половина толщины остывающего тела (м). В соответствии с разной степенью интенсивности остывания тел различают и разные значения K . При $K < 1$ интенсивность теплообмена относительно мала, при $K > 1$ она велика, при $K \approx 1$ она имеет какое-то промежуточное значение. Большая интенсивность теплообмена имеет место, например, при остывании силикатной отливки в холодной силикатной пористой и влагосодержащей форме.

Очевидно, что при разных K процессы застывания тел будут различными. В соответствии с этим как крайние случаи и различаются объемный и последовательный характеры затвердевания расплавов.

При объемном процессе ($K \ll 1$) ввиду отсутствия перепада температуры в остывающем расплаве при его поликомпонентном составе температура тела плавно понижается от $t_{\text{ликвид}}$ до $t_{\text{солид}}$. Вследствие образования кристаллического каркаса расплав схватывается еще до полного затвердевания. Затвердевание межзернового остаточного расплава сопровождается образованием мелких пор, равномерно распределенных по всему объему тела. В результате этого для объемного процесса затвердевания характерны равномерность структуры, пористости и значительная степень кристалличности вещества.

При последовательном характере процесса затвердевания тела ($K > 1$) вследствие перепада температуры в его сечениях расплав затвердевает неравномерно и постепенно в направлении от периферии к центру. При этом в кристаллизующемся теле различаются три зоны: внешняя твердая, внутренняя жидкая и между ними переходная, содержащая и твердые кристаллы, и жидкий расплав. По мере роста K ширина переходной зоны уменьшается, и наоборот.

В этом наиболее общем режиме остывания тел характер и распределение пористости иные. Рассмотрим его подробнее. При охлаждении внешние части тела, особенно выпуклости, относительно быстро теряют подвижность, превращаясь в твердую, непроницаемую корку (стекло, либо кристаллический агрегат в зависимости от состава вещества и скорости охлаждения; (фиг. 1). Кристаллизация корки и охлаждение приводят к уменьшению ее объема. Уменьшается в объеме и жидкое, дисперсное ядро тела. Это сокращение осуществляется как за счет перехода части расплава в кристаллическое состояние, так и за счет уменьшения объема еще жидкой более легкоплавкой и перегретой его части. Как указывалось, коэффициенты термического изменения объема силикатных расплавов, металлов и др. в жидком состоянии значительно больше, чем при кристаллизации и охлаждении уже закристаллизовавшегося вещества.



Фиг. 1. Схема стадий механизма затвердевания простейшей отливки силикатного расплава или металла при последовательном режиме охлаждения

а - образование первичной кристаллической корки; б - более быстрое сокращение объема жидкого ядра отливки по сравнению с веществом корки приводит к возникновению растяжения на границе расплава и кристаллической корки; в - при непрочной корке атмосферное давление прогибает ее внутрь отливки, происходит образование внешней усадочной раковины; г - при более прочной корке внутреннее разрежение приводит к образованию внутренней усадочной раковины; д - конечная картина расположения усадочных раковин, переходящих к центру отливки в мелкую пористость; е - образование внутренней усадочной раковины при наличии жесткой герметической крышки

иногда на несколько порядков. Поэтому сокращение объема образовавшейся корки будет меньше сокращения объема жидкого и кристаллизующегося ядра отливки. Нетрудно видеть, что как только корка станет сплошной и достаточно прочной, внутри отливки вследствие разницы объемных изменений возникнет определенное разрежение, снижение давления. Это обстоятельство повлечет за собой ряд других изменений. Из них главные - это образование газовых пузырьков, усадочных раковин и массообмен.

Пузырьки возникают в массе расплава, если при снижении давления достигается пересыщение расплава растворенными летучими. Наиболее вероятный процесс образования пузырьков - на затравках возникающих кристаллов (ч. I, к). В маловязких жидкостях пузырьки могут подниматься и образовывать в верхних частях отливок скопления. В достаточно вязких средах они остаются рассеянными по всему объему жидкости (см. ч. II, гл. 2, б). Стенки газовых пузырьков в затвердевшем веществе отливок гладкие, без явлений роста кристаллов на них. Форма пустот округлая.

В отливках происходит другой значительно более мощный процесс образования газовой фазы и пустот - это процесс образования усадочных раковин. Формирование усадочных раковин протекает следующим

образом. При преимущественном уменьшении объема жидкости, заключенной внутри кристаллической корки, она будет стремиться оторваться от корки, вследствие влияния гравитации занять наинизшее положение (фиг. 1, б). Корка перестанет получать опору снизу. Если она тонка, то внешнее давление (например, атмосферное в случае открытых отливок) сможет прогнуть корку, и на поверхности отливки возникнет воронкообразное углубление – так называемая внешняя усадочная раковина (фиг. 1, в). Если корка уже достаточно крепка и не деформируется, неизбежен разрыв внутри самого тела, образование полости – внутренней усадочной раковины (фиг. 1, г). Таким образом, в отличие от процесса образования газовых пузырьков в объеме всей жидкости процесс образования усадочной раковины носит более локальный характер.

В соответствии с плоской поверхностью "зеркала" жидкости внутренняя усадочная раковина должна была бы иметь столь же плоскую форму. Но поскольку в жидком или дисперсном расплаве проявляются и силы поверхностного натяжения, стремящиеся придать полости изометричную форму с округлыми очертаниями, а также гравитационное опускание поверхности жидкости, то истинная форма усадочных раковин определяется сочетанием этих трех тенденций. Раковины могут быть более или менее изометричными или даже вытянутыми вверх. При небольшой площади поверхности жидкости в этой плоскости реально образование лишь одной раковины. В случае достаточного размера поверхности расплава возможно оформление нескольких раковин, расположенных на одном горизонте (фиг. 1, д).

При дальнейшем охлаждении и отвердевании отливки образовавшаяся полость фиксируется в затвердевшем веществе, а заключившая ее кристаллическая зона явится как бы новой коркой для еще оставшейся в центре отливки жидкости. Происходит новое образование усадочной полости, расположенной где-то ниже первой, и так несколько раз по мере расходования расплава. Кристаллизация каждой внутренней порции зоны расплава будет отличаться от предыдущей несколько более медленной теплоотдачей, так как внутренние зоны будут окружены уже горячими частями отливки. Режим охлаждения будет стремиться к объемному. Следовательно, по этой причине размеры и суммарный объем усадочных полостей должны с глубиной уменьшаться. В результате в вертикальном сечении тела можно видеть повторяющиеся, располагающиеся одна над другой пустоты, уменьшающиеся в размерах и переходящие к центру отливки в мелкую пористость. Весь процесс можно характеризовать как циклический, затухающий (фиг. 1, д).

Если расплав сразу после заливки накрыть прочной герметичной крышкой, то образование первой самой верхней внутренней усадочной раковины произойдет без наличия кристаллической корки, роль которой будет играть крышка (фиг. 1, е).

Отмеченные закономерности можно видеть на примере отливки шлака состава SiO_2 36,3–45,36%; Al_2O_3 3,02–15,04%; $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ 0,27–44,5%; MgO 1,12–12,52%; CaO 8,06–38,9%; MnO 0–0,26%; S 0–1,55% (Чернявский, 1964). Отливка производилась в открытую форму в виде куба с ребром 15 см (фиг. 2). Фиг. 3, 4 характеризуют динамику затвердевания отливки. Из их анализа видно, что в каждый экстремальный момент

Фиг. 2. Расположение усадочных раковин в отливке металлургического шлака

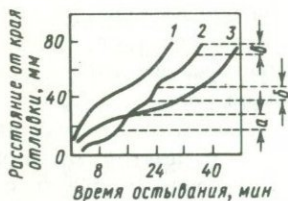
1 - закристаллизовавшийся шлак; 2 - усадочные раковины; 3 - граница распространения усадочных раковин и пористости (Чернявский, 1964)



раковина образовывалась в наивысшей возможной точке расплава на границе его с твердой коркой. Это объясняется наименьшей необходимой работой разрыва сплошности в этом месте и стремлением расплава занять наинизшее положение.

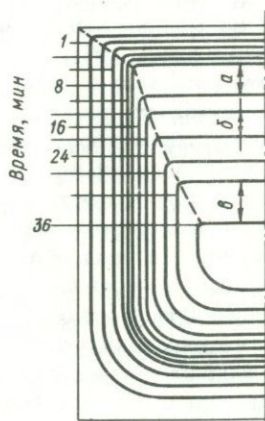
Общий объем раковин может составлять значительную долю объема остывающих тел. Так, в отливках шлака упомянутого состава объем усадочных раковин при благоприятных режимах охлаждения достигал 13,3–21,8% от объема отливки. В металлургии, камнетейной промышленности и т.п. усадочные раковины являются серьезным дефектом литья.

Характер усадочных пустот в отливках зависит также и от других причин, например, от состава расплава, ибо и он влияет на затвердевание тел. Особенно склонны давать концентрированную усадочную раковину эвтектические расплавы, так как их затвердевание независимо от режима охлаждения происходит одновременно, без предварительного разделения расплава на твердый каркас и более легкоплавкую остаточную жидкость. Эта закономерность четко видна на фиг. 5, 6, совмещающих физико-химическую диаграмму плавления системы из двух компонентов с эвтектикой и кривую соответствующей пористости.

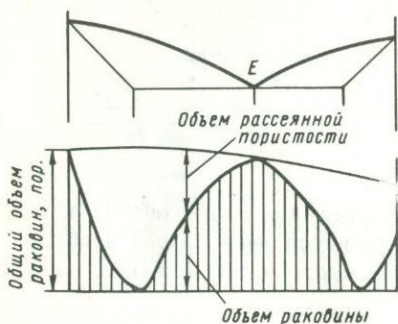


Фиг. 3. Скорость кристаллизации шлаковой отливки в сечениях

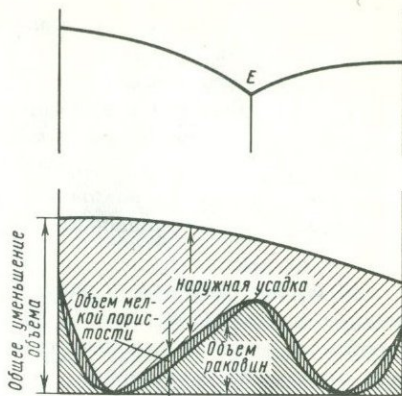
1 - у плоской боковой стенки; 2 - у двугранного угла; 3 -верху в сечении с усадочными раковинами; а, б, в - интервалы ускоренной кристаллизации (Чернявский, 1964)



Фиг. 4. Расположение линий изотерм-изосолидусов, характеризующих ход затвердевания отливки шлака и расположение усадочных раковин а, б, в - интервалы ускоренной кристаллизации (Чернявский, 1964)

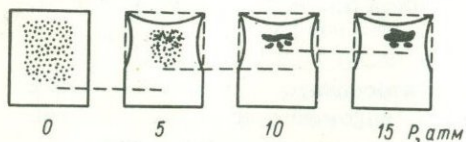


Фиг. 5. Зависимость характера внутренних объемных изменений затвердевающих расплавов с эвтектикой (Е) от их состава (Бочвар, 1940₂)



Фиг. 6. Влияние давления на изменение внешних размеров отливки, изображенной на фиг. 5 (Бочвар, 1940₂)

На характер усадочной пористости в отливках оказывает влияние и внешнее давление. Если остывающий расплав с самого начала находится под воздействием повышенного всестороннего давления, то наряду с увеличением общей объемной усадки наблюдается возрастание тенденции к образованию концентрированной усадочной раковины за счет уменьшения количества мелких пор (Бочвар, 1940_{1,2}; Белоусов, Додонов, 1960; Вейник, 1960; Калиш, 1964; Лернер, 1964; Москвин, 1964). Это обусловлено тем, что давление по ряду причин (например, вследствие лучшего контакта остывающего тела и вмещающей среды, формы) способствует более быстрому теплоотводу, т.е. последовательному режиму охлаждения. Представление о влиянии всестороннего давления на формирование усадочных раковин и пористости дает фиг. 7. Усадочные полости не возникают лишь при приложении такого большого давления, которое обуславливает механическое раздробление, смятие кристаллизующейся корки и отливки в целом. В этом случае в образующиеся пустоты немедленно запрессовывается еще оставшийся жидкий расплав. Но, как показывает практика, даже для таких мягких материалов, как алюминий, и то для ликвидации макроскопической пористости в центре отливок высотой 30 см и диаметром 12 см необходимо давление до 2500 кг/см² (Белоусов, Додонов, 1960).



Фиг. 7. Влияние всестороннего давления на формирование усадочных раковин и пористости в отливках сплавов металлов (Бочвар, 1940₂)

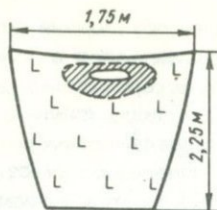
Воздействие повышенного давления на отливку обуславливает также значительное увеличение наружной усадки, оказывающейся в уменьшении внешних размеров тел (фиг. 6, ср. с фиг. 5, характеризующей объемные изменения той же отливки при отсутствии повышенного давления).

Возникновение усадочных полостей сопровождается своеобразным массопереносом внутри отливок, приводящим к появлению участков, существенно отличающихся по составу от остальных частей отливки. Это происходит следующим образом. После образования корки скорость сокращения ее объема становится меньше, чем у жидкого, дисперсного ядра, и в верхней части жидкости появляется полость. При отрыве жидкости от корки в образовавшейся минимальной полости в случае невыделения в нее газов или жидких веществ должен в идеале возникнуть вакуум, а вокруг полости — концентрическая зона перепада давления. Но так как в жидкости особенно при высокой температуре и снижающемся давлении обязательно газовыделение, то вакуума не возникает. Появившийся хотя бы минимальный перепад давлений обусловит тенденцию компенсации этого разрежения.

Если корка крепка, и внешнее давление не в силах ее прогнуть, то компенсация возникающего разрежения будет происходить за счет вещества внутренних частей отливки. Поэтому в полости начнут сосредотачиваться легкоплавкие и летучие, наиболее подвижные компоненты.

Приток легкоплавкой жидкости обуславливает появление на стенках усадочных пустот капель ("корольков"), наплывов или заполнение их целиком. Этот процесс в металлургии называют ликвацией. Надо сказать, что под понятием ликвации металлурги объединяют всякие перемещения жидкого вещества отливок в процессе кристаллизации, приводящие к изменению состава отдельных частей отливок. Как известно, геологи ликвацией называют появление в расплаве несмешивающихся жидких фаз. Степень заполнения усадочных раковин легкоплавкой жидкостью зависит от многих причин; главные из них — это состав расплава, количество легкоплавкой жидкости и растворенного газа, растянутость температурного интервала кристаллизации, скорость охлаждения отливки и др. Во многих случаях миграция легкоплавкой жидкости приводит к обогащению ею участков отливки, окружающих усадочную раковину, особенно скопления мелких усадочных полостей.

Механизм такой миграции легкоплавкого расплава и силы, обуславливающие его, металлурги объясняют следующим образом. Усадочная раковина формируется в жидком и дисперсном расплавах. В некоторый момент она будет окружена веществом отливки, имеющим жесткий кристаллический скелет и межзерновую жидкость. При кристаллизации происходит и выделение газов. Они также сосредотачиваются в межзерновых каналах. По мере их дальнейшего выделения давление газовой фазы нарастает; как только оно превысит какую-то величину, необходимую для преодоления сопротивления пористой среды, газы выталкивают межзерновую жидкость в усадочную полость. Этот процесс происходит довольно интенсивно. Наряду с этим часто имеет место просто отгонка легкоплавкой жидкости фронтом кристаллизации. Как известно, в зависимости от условий растущий кристалл может захватывать или отталкивать окружающую среду с определенной измеренной для некоторый веществ



Фиг. 8. Отливка металлургического шлака

В верхней части отливки пустота, окруженная наиболее лейкократовыми легкоплавкими минералами, образующими агрегат крупнозернистого пегматоидного строения (Лапин, Курцева, 1958)

силой (Correns, 1926; Бочвар, 1935; Шубников, 1935; Фридляндер, Высоцкая, 1948; Сласский, Пикунов, 1955; Хаимов-Мальков, 1958 и др.).

Состав легкоплавкой жидкости существенно отличается от маточного расплава. Для соответствующих смесей это может быть эвтектика. Жидкость обогащена растворенными примесями, например в металлах — фосфором. Изменение состава расплава отражается на продуктах его кристаллизации: возникают сравнительно крупнозернистые пегматоидного строения агрегаты. Особенно хорошо это заметно в относительно крупных, монолитных отливках (фиг. 8).

Кристаллизация жидкости, заполнившей усадочную полость, в свою очередь также сопровождается уменьшением объема. А так как компенсация его жидкостью уже невозможна, то образуется пустота, газовая фаза. Приток газов в полость приводит к их расширению, изменению растворимости компонентов и отложению на стенках пустоты хорошо ограненных кристаллов. В целом получается локальное концентрически зональное обособление контрастного состава, сложенное наиболее легкоплавкими компонентами с пустотой внутри.

В ряде случаев усадочная пустота оформляется не в виде локальной полости, а в виде скопления мелких пустоток. Это зависит от физико-механических свойств расплава и режима его охлаждения. Довольно часто усадочные пустоты реализуются не в виде изометричных пузырькообразных, а в виде трещиноподобных полостей, иногда ветвящихся, и в комбинации с округлыми пустотами. Такой механизм становится вполне понятным, если учесть, что в процессе кристаллизации жидкости приобретают свойства твердообразных сред, способных даже до полного затвердевания реагировать на напряжения появлением разрывов (ч. I, л). Такие трещины литейщики называют "горячими". Они возникают при сравнительно небольших напряжениях, ибо кристаллы, имеющие прослойки жидкости, еще не совсем прочно удерживают друг друга. Линия излома "горячих" трещин проходит по межзерновым пространствам, поэтому имеет извилистый рисунок. Так называемые холодные трещины, возникающие после окончательной кристаллизации отливки, рассекают зерна кристаллов, форма их более прямолинейная.

При возникновении "горячих" трещин межзерновая легкоплавкая жидкость заполняет их так же, как и в случае усадочных раковин. Это явление называют самозалечиванием трещин.

Такова общая схема затвердевания расплавов и формирования усадочных полостей. В дальнейшем мы остановимся еще на некоторых деталях этих процессов.

ТЕРМИЧЕСКАЯ УСАДКА ИНТРУДИРОВАВШЕЙ МАГМЫ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ, МАССОПЕРЕНОСА И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ВНУТРИ ИНТРУЗИВОВ

Из всех явлений, обусловленных термическим сокращением объема интрузивов, наибольшее внимание исследователей привлекало наиболее очевидное образование контракционных трещин, например, трещин отдельности. Значительное число работ было посвящено возникновению пористости в изверженных породах. Как показывает изучение отливок (ч. I, м; ч. II, гл. 2, г), структурные и вещественные изменения, происходящие в процессе сокращения объема расплавов, намного шире и разнообразней. Причем эти изменения фиксируются даже в весьма малых объемах остывающих веществ, вплоть до микроскопического уровня. Поэтому можно с уверенностью говорить, что в таких больших объемах расплавов, какими являются интрузивы — эти гигантские природные отливки, изменения, возникающие в процессе их термической усадки, будут не менее значительными. По нашим представлениям, комплекс новообразований, вызываемых термической усадкой магматических тел, далеко не ограничивается возникновением трещин и пористости. Наиболее важными моментами являются не структурообразование, а сопровождающий его массоперенос и возникновение различных минерализаций.

Ниже делается попытка показать, что к изменениям, новообразованиям, обусловленным термическим сокращением объема плутонов, можно отнести следующие внутриинтрузивные процессы: 1) образование камерных (фациальных) пегматитов и их мелких разновидностей — миарол; 2) образование некоторых типов жилородных пегматитов; 3) образование, внедрение некоторых жильных гранитоидов и возникновение в них пегматитов; 4) образование пегматитов и некоторых даек и шпир аплитовидных гранитов вблизи ксенолитов; 5) возникновение пегматитовых тел и некоторых других типов минерализаций в области контактов интрузивов гранитоидов; 6) возникновение некоторых типов гидротермальных жил.

В литературе многие из этих процессов с позиций термической усадки почти не рассматривались. В числе известных можно назвать исследование Ю.А. Долгова, привлечшего явление термической усадки интрузивов гранитоидов для объяснения генезиса некоторых типов пегматитов и ряд других. Далее мы коснемся этих работ более подробно. Большинство имевших место исследований в основном затрагивало процессы образования гидротермальных жил, причем обычно высказываемые положения лишь постулировались, детального анализа механизма возникновения тех или иных новообразований не приводилось.

Как можно видеть из приведенного перечня, термическая усадка представляется причиной, обуславливающей весьма заметные изменения внутри интродуцированной магмы и застывшей из нее породы. Далее будет показано, что термическое сокращение объема плутонов способно вызывать не менее значительные изменения, преобразования и в околоинтрузивном пространстве (ч. III).

Разумеется, не в каждом из интрузивов возникает весь комплекс отмеченных новообразований. Это зависит от специфики формирования каждого конкретного плутона. Как отмечалось, наиболее благоприятными объектами являются интрузивы, формировавшиеся в спокойной тектонической обстановке. В интрузивах активных тектонических зон многие из отмеченных новообразований не возникают или сильно видоизменяются. Именно поэтому только изучение интрузивов, не подвергавшихся при своем формировании воздействию сторонних факторов, способно дать в чистом виде закономерную картину явлений, обусловленных процессом их термического сокращения.

Глава первая

ПРИБЛИЗИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ТЕРМИЧЕСКОГО СОКРАЩЕНИЯ ОБЪЕМА ИНТРУЗИВОВ ГРАНИТОИДОВ

а) *Расчет величины термического сокращения объема интрузивов.* Поскольку магмы представляют собой силикатные расплавы, остывающие в большом интервале температур, неизбежны их значительные объемные изменения.

В литературе попытки оценок термического сокращения объема кислых интрузивов уже имели место (Эммонс, 1937; Hulin, 1948; Долгов, 1963, 1965; Орлов, 1963; Марин, 1967 и др.). В большинстве из них рассматривалось остывание уже затвердевших пород, реже — в процессе кристаллизации. Насколько известно, остывание и сокращение объема жидкого расплава не учитывалось. Очевидно, что недоучет сокращения расплавов в жидком состоянии не мог дать полной картины термического уменьшения объема магматических тел. Проведенные нами расчеты (краткое изложение см. Осипов, 1970) в определенной мере восполняют этот пробел.

Оценка термического уменьшения объема магм связана с большими трудностями, обусловленными в основном отсутствием точных данных о состоянии расплавов и кристаллических фаз в недрах Земли, поэтому в настоящее время даже для гипабиссальных интрузивов она не может быть сделана без определенных упрощений и допущений. Особенно сложна оценка уменьшения объема кислых расплавов, для которых отсутствуют обычные дилатометрические данные. Тем не менее знание даже **приблизительных** величин сокращения объема интрузивов может помочь при многих геологических построениях. Важным является знание распределения освобождающихся при усадке объемов внутри остывающего тела и в виде изменения его внешних размеров. Рассмотрим принимаемые в расчет условия.

Исследуется термическая усадка гранитной магмы объемом 75 км^3 (тело идеализированной формы – параллелепипед со сторонами основания $5 \times 5 \text{ км}$ и высотой 3 км). Интрузив застывает на глубине $2\text{--}5 \text{ км}$. Начальная температура вмещающих пород верхней части массива согласно среднему геотермическому градиенту (1° на 30 м глубины; Дэли, 1920) равна 67° , нижней 167° , в среднем 120° . Она же является конечной температурой остывания интрузива. Начальная температура магмы при заполнении камеры интрузива 900° , при окончании кристаллизации 650° (ч. I, е). Магма теплом перегрева не обладает (ч. I, и, д). Количество кристаллов может колебаться в широких пределах – примерно от 5 до $> 75\%$ объема расплава. Для расчетов нами взята усредненная величина – 25% объема магмы.

После заполнения камеры интрузива соотношение жидкой и твердой фаз в магме непрерывно меняется, причем эти количественные изменения во времени точному учету не поддаются. Будем условно считать нарастание количества кристаллической фазы прямолинейным. Это можно представить еще так, что при 775° , т.е. в середине интервала перегрева жидкой части магмы, 50% ее также кристаллизуется. Таким образом, условный интервал перегрева жидкой части магмы составит 125° . Состав глубинных кристаллов: 50% кварц и 50% плагиоклаз ($\text{Ab}_{75}\text{An}_{25}$).

Состав гранита после кристаллизации: кварц 30% объема, плагиоклаз 30% ($\text{Ab}_{75}\text{An}_{25}$), калишпат 30% , темноцветные 10% (из них 50% роговой обманки и 50% мусковита). Вместо мусковита лучше было бы принять в расчет биотит. Но в справочной литературе термические изменения объема этого минерала найдены не были.

Влияние давления на расплав-породу не учитывается. По нашим представлениям, оно подвержено значительным колебаниям в разные периоды существования интрузива (ч. I, ж; ч. II, гл. 2, в).

Общее изменение объема расплава-породы интрузива ($V_{\text{общ}}$) складывается из:

$$V_{\text{общ}} = V_{\text{жидк}} + V_{\text{крист}} + V_{\text{тверд}}, \quad (4)$$

где $V_{\text{жидк}}$ – уменьшение объема жидкого расплава, $V_{\text{крист}}$ – при кристаллизации, $V_{\text{тверд}}$ – при остывании в твердом состоянии.

Определение $V_{\text{жидк}}$ При термическом сокращении объема жидкой части магмы в принятом интервале перегрева новый объем ее будет равен:

$$V_{775^\circ} = V_{900^\circ} (1 - \beta \Delta t) = 56,25 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 (1 - 140 \cdot 10^{-6} \frac{1}{\text{град}} \cdot 125^\circ) = 55,26 \cdot 10^{15} \text{ см}^3, \quad (5)$$

где V_{900° – объем жидкой части магмы при начальной температуре, Δt – температурный интервал перегрева жидкой части магмы; β – коэффициент объемного расширения расплава гранита. К сожалению, последняя величина в доступных справочниках отсутствует. Для расплавов диабазы и диорита коэффициенты термического изменения объемов очень

близки. Можно полагать, что и для расплава гранита отклонение от этих значений также невелико. Для расплава диорита коэффициент объемного расширения при 1250°C $\beta = 140 \cdot 10^{-6}$ 1/град (Берч и др., 1949)¹.

Изменение объема жидкой части магмы ($V_{\text{жидк.}}$) составит $56,25 \cdot 10^{15}$ $\text{см}^3 - 55,26 \cdot 10^{15}$ $\text{см}^3 = 0,99 \cdot 10^{15}$ см^3 , или 1,3% всего исходного объема интрузива.

Определен и $V_{\text{крист}}$. Поскольку масса расплава-породы при кристаллизации практически не меняется, а высоковязкие полимеризованные охлаждающиеся силикатные расплавы имеют квазикристаллическое строение (т.е. предполагается, что изменение агрегатного состояния незначительно) и интервал кристаллизации сильно растянут, то для грубого подсчета можно воспользоваться соотношением

$$\frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{V_2}{V_1}, \quad (6)$$

где V_1 и V_2 — объемы, соответствующие плотностям ρ_1 и ρ_2 . Отсюда объем закристаллизовавшейся породы:

$$V = \frac{\rho_1 V_1}{\rho_2} = \frac{\rho_{\text{жидк.}} \cdot V_{\text{жидк.}}}{\rho_{\text{тврд}}}$$

Но плотности жидкого и только что закристаллизовавшегося гранита неизвестны. Они известны для диабазы и могут быть интерпретированы для диорита. Для диабазы плотности твердой породы при нормальных условиях, при температуре, предшествующей расплавлению, и плотность жидкого расплава при $1200-1250^{\circ}\text{C}$ относятся как 2,965:2,885:2,662 г/см³. Для диорита то же соотношение — 2,839: $\rho_{\text{диорит крист.}}$: 2,600 г/см³.

Средний член в справочниках отсутствует. Учитывая близость коэффициентов термического расширения всех изверженных пород, близость отношений первого и третьего приведенных значений для диабазы и диорита, можно принять $\rho_{\text{диорит крист.}} \sim 2,789$ г/см³ пропорционально значению среднего члена в ряду плотностей диабазы.

С учетом размеров, объема жидкой кристаллизующейся части интрузива (75% начального объема)

$$V = \frac{2,600 \text{ г/см}^3 \cdot 56,25 \cdot 10^{15} \text{ см}^3}{2,789 \text{ г/см}^3} = 52,43 \cdot 10^{15} \text{ см}^3.$$

Изменение объема при кристаллизации: $V_{\text{крист}} = 56,25 \cdot 10^{15}$ см^3 -

¹ Все величины, относящиеся к термическому изменению объемов минералов и пород, а также плотностей, упоминаемые в данном разделе, взяты из указанного издания.

$-52,43 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 = 3,82 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$, или 6,79% кристаллизовавшейся части магмы, или 5,09% всего исходного объема интрузива.

Реальность полученной величины подтверждается близкими значениями уменьшения объема при кристаллизации других сложных силикатных расплавов. Так, усадка при кристаллизации четырех шлаков состава (в %): SiO_2 36,3 - 45,36; Al_2O_3 3,02 - 15,04; CaO 8,06 - 38,9; $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 0,27 - 44,5; MnO 0-0,26; MgO 1,12 - 12,52; S 0 - 1,55 - в среднем 4,83% первоначального объема расплава (Чернявский, 1964). У шлака состава (в %): SiO_2 36,4; Al_2O_3 15,6; CaO 38,0; MgO 7,35; FeO 0,37; MnO 0,45; S 1,02, соответственно, 6,94% (Тобольский, 1960), хотя в последнем случае не была учтена пористость внутри отливки.

Определение $V_{\text{тверд}}$. Объемное уменьшение твердого вещества интрузива в процессе остывания после кристаллизации равно сумме термических уменьшений объемов породообразующих минералов, в том числе происходящих в результате их полиморфных превращений. По условию 25% начального объема интрузива составляют глубинные кристаллы, которые претерпевают термические изменения в интервале $900-120^\circ$. Часть кристаллов, возникших в магме до момента окончания кристаллизации, составляющих 50% объема жидкости, сокращаются в интервале $775-120^\circ$. Остальные минералы, образовавшиеся при полном затвердевании породы, остывают и сокращаются в интервале $650-120^\circ$.

Сокращение объема глубинных кристаллов. Интервал $900-650^\circ$. Объем кристаллической фазы $18,75 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$.

Кварц. Объем $9,375 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$. При охлаждении в указанном интервале температур кварц несколько увеличивается в объеме. Изменение объема примерно 0,2%, или $0,02 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$, что составляет 0,027% начального объема интрузива.

Плагиоклаз. Объем $9,375 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$. Для $\text{Ab}_{17}\text{An}_{23}$ (что близко к принятому соотношению альбитовой и анортитовой составляющих) изменение объема 0,59%, или $0,055 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$, или 0,073% начального объема интрузива.

Таким образом, в результате охлаждения объем интрузива за счет глубинных кристаллов уменьшается на величину $0,055 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 - 0,02 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 = 0,035 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$, или 0,046% исходного объема интрузива.

Сокращение объема кристаллов, возникших до полного затвердевания расплава (в интервале $775-650^\circ$). Объем кристаллов $28,125 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$.

Кварц. Объем $14,06 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$. В данном интервале температур кварц также увеличивается в объеме на величину 0,086%, или $0,012 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$, или 0,016% исходного объема интрузива.

Плагиоклаз. Объем $14,06 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$. Уменьшение объема 0,30%, или $0,04 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$, или 0,053% исходного объема интрузива.

В сумме в результате охлаждения кристаллов, возникавших в период, предшествовавший полному затвердеванию расплава, объем интрузива уменьшается на величину $0,04 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 - 0,012 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 = 0,028 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$, или 0,036% начального объема интрузива.

Сокращение объема минералов после затвердевания интрузива. Интервал $650-120^{\circ}$. Общий объем всех кристаллов в этот момент равен начальному объему интродуцировавшей магмы за вычетом объемов сокращения: 1) расплава при охлаждении в интервале перегрева, 2) расплава-породы при кристаллизации, 3) глубинных вкрапленников в интервале $900-650^{\circ}$, 4) кристаллов, возникавших в расплаве до момента его полного затвердевания (интервал $775-650^{\circ}$), т.е. $75 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 - (0,99 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 + 3,82 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 + 0,035 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 + 0,028 \cdot 10^{15} \text{ см}^3) = 70,127 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$.

Кварц. Объем $21,04 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$. Уменьшение объема в данном интервале температур 3,92%, или $0,82 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$, что составляет 1,09% начального объема интрузива.

Плагиоклаз. Объем $21,04 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$. Изменение объема примерно 1,00%, или $0,21 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$, или 0,28% исходного объема интрузива.

Калиевый полевой шпат (согласно имеющимся таблицам, в расчет принят ортоклаз). Объем $21,04 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$. Изменение объема примерно 1.17%, или $0,25 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$, или 0,36% исходного объема интрузива.

Роговая обманка. Объем $3,506 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$. Изменение объема примерно 0,07% или $0,052 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$, или 0,07% исходного объема интрузива.

Мусковит. Объем $3,506 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$. В справочниках даются лишь линейные термические изменения размеров этого минерала. На основании табличных данных по известным формулам:

$$l_t = l_0 (1 - \alpha \Delta t), \quad (7)$$

$$\beta = 3\alpha \quad (8)$$

$$V_t = V_0 (1 - \beta \Delta t)$$

высчитаны средний приближенный коэффициент линейного термического изменения разноориентированных зерен мусковита $\alpha = 15 \cdot 10^{-6} \text{ 1/град}$ коэффициент объемного изменения $\beta = 45 \cdot 10^{-6} \text{ 1/град}$ и новый объем агрегата минерала при охлаждении от 650 до 120° $V_t = V_{120^{\circ}} = 3,506 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 (1 - 45 \cdot 10^{-6} \text{ 1/град} \cdot 530^{\circ}) = 3,422 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$. В этих формулах l_0, l_t соответственно длины и V_0, V_t - объемы вещества при начальной и конечной температурах температурного интервала Δt .

Изменение объема мусковита $0,084 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$, что составляет 0,11% начального объема интрузива.

Уменьшение объема интрузива за счет сокращения породы в интервале $650 - 120^{\circ}$ будет равно $1,09 + 0,28 + 0,36 + 0,07 + 0,11 = 1,91\%$ исходного объема интродуцировавшей магмы и примерно 2% объема уже затвердевшего интрузива.

Уменьшение объема интрузива за счет сокращения кристаллических фаз на всем температурном интервале его остывания $V_{\text{тверд}} = 0,046 + 0,036 + 1,91 = 1,992\%$ его начального объема.

И, наконец, суммарное термическое сокращение объема интродуцированной магмы для принятых условий:

$$V_{\text{общ}} = 1,3 + 5,09 + 1,992 = 8,382\%.$$

Замеры термического сокращения объема гранитных расплавов, в том числе в процессе кристаллизации отсутствуют, но лабораторные замеры объемных изменений твердых гранитоидов дают хорошее совпадение с высчитанными величинами. Так, коэффициент линейного расширения

гранитов в интервале $100-500^{\circ}$ в среднем $\alpha = 1,2 \cdot 10^{-5}$ 1/град (Искандаров, 1968). Если воспользоваться им, то по (8) и (5) объемные изменения гранитов в интервале $650-120^{\circ} = 530^{\circ}$ будут примерно $1,333 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$, или 1,91% от объема уже затвердевшего интрузива ($V_{650^{\circ}} \approx 70,127 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$). По нашим расчетам, то же изменение примерно 2%.

б) *Соотношение объемов, высвобождающихся внутри и вне интрузивов при их термической усадке.* Если бы сплошность вещества остывающих интрузивов была абсолютная, то реализация усадки осуществлялась бы только в виде сокращения внешних размеров магматических тел.

Однако, при кристаллизации и дальнейшем остывании расплавов в них всегда возникают внутри - и межзерновая пористость, разного рода кавернозность и трещиноватость. Поэтому, изменение внешнего объема интрузивов будет меньше высчитанного на величину этой внутренней пустотности.

Оценка соотношений объемных изменений внутри и вне магматических тел сложна. Пустотность пород различных массивов подвержена довольно заметным колебаниям, из всего объема пор и трещин точно выделить заведомо контракционные невозможно. Для этого наиболее пригодны интрузивы, формирование которых происходило в спокойной тектонической обстановке.

Примером таких массивов могут служить некоторые интрузивы гранитов ачатауского комплекса в Центральном Казахстане. На одном из них (Бектауата) такая оценка внутренней пустотности плутона была нами произведена.

Мелкая пористость (эффективная) определялась в лаборатории физико-механических свойств пород ИГЕМ АН СССР (табл. 1).

Подсчеты суммарного объема трещин (в основном трещин пластовой горизонтальной отдельности) были сделаны в центральных участках массива, характеризующихся средней интенсивностью трещиноватости. На выбранных участках трещины пластовой отдельности встречаются примерно через 2,5 м. В неветрелых породах выработок зияние трещин не более долей миллиметра (волосные). Если принять зияние трещин 0,1 мм (что часто больше фактически наблюдаемого), то их общий объем в кубе гранитов со стороной 100 м составит 40 м^3 , или 0,004% объема пород. Количество трещин иных направлений незначительно.

Таблица 1

Пористость гранитоидов

Номер образца	Место отбора пробы	Объемный вес, г/см ³	Пористость эффективная %
120	Массив Бектауата, Центральный Казахстан	2,58	2,33
121	Там же	2,57	2,26, среднее
122	"	2,58	1,79
123	"	2,56	2,52
	Граниты геосинклиналей, среднее значение (по данным Б.П. Беликова, 1961)	2,63	1,96

В массиве Бектауата и других подобных интрузивах некоторые трещины, вероятно контракционные, заполнены дайками и небольшими телами иной формы, являющимися результатом инъекций расплава из внутренних частей интрузивов. Генезис некоторых из этих тел будет рассмотрен ниже (ч. II, гл. 4). Здесь отметим лишь, что поскольку материал инъекций поступал из материнских массивов, то объем заполненных магмой трещин нельзя приплюсовывать к объему высвободившегося контракционным путем пространства.

Некоторый объем внутренней пустотности интрузива падает на полости пегматитов, миарол, которые по нашим представлениям являются элементами, обязанными своим происхождением также термической усадке интрузива (ч. II, гл. 2, в). Эти пустоты наиболее трудно учитываемы, ибо миаролы и пегматиты развиты неравномерно, как неравномерна и степень развития полостей внутри них. В местах скоплений миарол (фиг. 9) пустотность гранитов возрастает иногда на 1-2% объема пород (по подсчету площади пустот на плоскости обнажений). Но такие скопления в пределах массива встречаются сравнительно небольшими участками и большого веса не имеют. Поэтому, в среднем по массиву пустотность за счет миарол едва ли достигает 0,5%. Еще меньшее значение имеют пустоты камерных пегматитов. Надо отметить, что изучавшийся массив Бектауата по сравнению с другими интрузивами гранитоидов содержит повышенное количество пегматитов и миарол. Поэтому, и пустотность его за счет этих образований, вероятно, можно рассматривать как превышающую среднюю.

Таким образом, значение внутренней контракционной пустотности гранитов можно полагать порядка 2-3% общего объема уже затвердевшего и остывшего магматического тела. Следует заметить, что поскольку при остывании магмы в интервале перегрева и некоторое время

Фиг. 9. Скопление миарол в гранитах массива Бектауата, Центральный Казахстан

в интервале кристаллизации фиксированных пор и особенно трещин не образуется, то по отношению к первоначальному объему интродуцировавшего расплава процент пустотности будет меньше.

Учитывая расчетные данные предыдущего раздела, можно полагать, что в общем балансе термического уменьшения объема интрузивов (8–9%) на долю сокращения их внешних размеров приходится порядка 5–7% начального объема интродуцировавшей магмы.

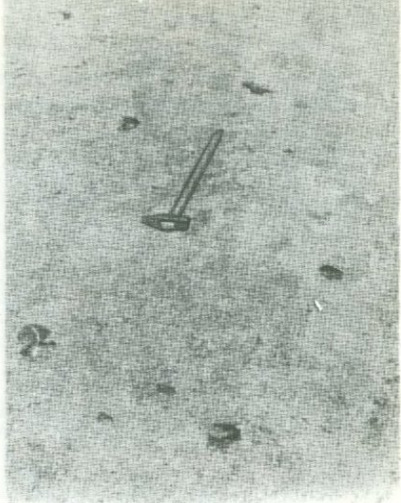
Расчетные цифры находятся в соответствии с аналогичными величинами, получаемыми при затвердевании отливок под давлением (ч. I, м; фиг. 6).

Глава вторая

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ В ИНТРУЗИВАХ

а) Геологическое положение камерных пегматитов. Как известно, одной из особенностей строения интрузивов лейкократовых гранитоидов формации малых глубин преимущественно куполообразной формы, остывающих в относительно спокойной тектонической обстановке, является редкое присутствие в них камерных пегматитов, миарол.

Литература по пегматитам обширна. Методами физической химии уже давно доказана принципиальная возможность возникновения остаточного пегматитового расплава и более поздних газообразных продуктов дифференциации гранитных магм. Изучены и многие особенности пегматитов — их размещение, строение, состав, различные превращения и т.д. (А.Е. Ферсман, А.Н. Заварицкий, А.И. Гинзбург, Г.Г. Леммлейн, Н.П. Ермаков, В.Д. Никитин, Ю.А. Долгов, Г.Г. Родионов, К.А. Власов, Н.В. Петровская, А.И. Захарченко, В.А. Калужный, А.А. Беус и др.). Многие из отечественных работ по пегматитам стали основополагающими. Имеются капитальные исследования по пегматитам и за рубежом. Однако при всей многочисленности работ физические аспекты процесса пегматитообразования почти не освещены. До сего времени не имели удовлетворительного решения вопросы о механизме накопления образующегося в магме пегматитового вещества в локальные участки (пегматитовые тела), о



возникновении пустот в этих телах, о закономерностях распределения пегматитов в интрузивах и др. Например, в капитальном труде А.Е. Ферсмана (1940) этой проблеме посвящено не более двух страниц. Можно вполне согласиться с высказыванием К.А. Власова на этот счет: "К сожалению, ни один из исследователей ... не разработал вопроса, каким путем обособляются массы пегматитового расплава..." (1955, стр. 59). Продолжает дискутироваться вопрос и о магматическом или метасоматическом способе образования пегматитов. Изложение основных аргументов сторонников обоих способов приведено также в упомянутой работе К.А. Власова.

В настоящее время установлено, что пегматиты даже внутри одного и того же интрузива могут возникать в разной геологической обстановке. Довольно широко распространены так называемые камерные (по Н.П. Ермакову, 1956), фациальные или миароловые (по А.Е. Ферсману, 1940), сингенетичные или шпировые (по А.И. Гинзбургу, 1952) пегматиты. Эти пегматиты - бескорневые, генетически связанные с вмещающими их гранитоидами.

Ранее автором уже была опубликована в общем виде рабочая гипотеза механизма образования камерных пегматитов (Осипов, 1967, 1972). В данной работе приводится ее дальнейшее обоснование.

Камерные пегматиты развиты в верхних, чаще всего в куполовидных частях интрузивов. С глубиной размеры тел и их суммарный объем уменьшаются. В вертикальном разрезе интрузивов пегматиты образуют скопления, располагающиеся в пределах сравнительно узких повторающихся горизонтов, разделенных участками пород, лишенных или обедненных пегматитами. К сожалению, эту закономерную многоярусность в расположении пегматитовых зон удается заметить не всегда. Легче это сделать в интрузивах, формировавшихся в наиболее спокойной тектонической обстановке при наличии более или менее протяженного вертикального разреза.

По нашим наблюдениям тела камерных пегматитов небольшие. Наиболее распространенные их размеры порядка первых метров в поперечнике. Наименьшие из них - миаролы часто имеют размеры всего от нескольких мм до 10-15 см в диаметре (фиг. 9). По образному выражению В.С. Коптева-Дворникова (1961), они являются "эмбрионами" пегматитов. В литературе указываются обычно более крупные размеры камерных пегматитов. Но для большинства более или менее крупных пегматитовых тел внутри интрузивов Центрального Казахстана, Калбы и Забайкалья, которые нам пришлось видеть и которые при беглом осмотре кажутся бескорневыми, устанавливается их пространственная и генетическая связь с относительно небольшими секущими телами жильных пород (пластообразные, грибообразные тела, реже дайки и др.), сложенных мелкозернистыми, аплитовидными гранитами, являющимися инъекциями магмы внутренних частей материнского интрузива в уже затвердевшую верхнюю зону (ч. II, гл. 4, 5). Хотя в генезисе пегматитов обеих групп есть принципиальное сходство (те и другие появляются в результате термической усадки интрузивов при сходных условиях), однако термины камерные, миароловые более подходят к совершенно изолированным обособлениям в единой интрузивной породе.



Фиг. 10. Изометричное тело камерного пегматита в гранитном массиве Бектаута, Центральный Казахстан

Для камерных пегматитов в целом характерна изометричная форма, особенно для мелких тел (фиг. 9, 10). Но не исключены и неправильные очертания. Например, вблизи контакта с вмещающими породами большинство пегматитовых тел имеет вытянутую, согласную с направлением контакта форму.

Пегматитовые тела обладают зональным строением. При полном развитии зоны представлены (снаружи внутрь): графической или микрографической, плотного полевого шпата, крупноблоковых полевого шпата и кварца, кварцевым ядром, пустотой со свободно выросшими головками минералов (чаще всего кварца). В очень мелких телах графическая зона иногда отсутствует или незаметна. Не во всех телах есть достаточно крупные пустоты, часто центральная часть тел представлена кварцевым ядром или другими минералами.

В литературе в качестве самой внешней зоны камерных пегматитов обычно называется зона аплитов или аплитовидных, мелкозернистых гранитов. Она как правило тяготеет к нижним частям тел или имеет там наибольшую мощность. Наблюдения показали, что ни в одном из виденных случаев аплитовую оторочку около пегматитовых тел нельзя с исключавшей сомнения достоверностью рассматривать как зону самого пегматитового тела на равных правах с другими вышеперечисленными зонами. Аплиты, а вернее мелкозернистые граниты, являются лишь окончаниями, обрывками упомянутых жильных инъекций гранитной магмы, и сами такие пегматитовые тела по генетическим особенностям отличаются от типичных фациальных, бескорневых. Насколько известно,

впервые отсутствие у камерных сингенетичных пегматитов аплитовых оторочек подчеркнул А.И. Гинзбург (1952). Эту же закономерность отмечают Н.П. Ермаков (1956), Вл. А. Калюжный и З.С. Притула (1967) и др.

б) *Оценка возможности образования камерных пегматитов в интрузивах гранитоидов в свете существующих представлений.* В литературе в разное время высказывались различные предположения, гипотезы по поводу механизма образования камерных пегматитов в интрузивах гранитоидов. Несмотря на то, что ни одно из этих суждений не было с достаточной полнотой обосновано, некоторые из них имели признание. Наиболее часто для объяснения образования пегматитов привлекались следующие механизмы:

1) гравитационной дифференциации, подъема летучих в верхние части магматических тел; 2) диффузии пегматитообразующих компонентов к наиболее холодным стенкам магматической камеры (принцип Людвиг-Сорэ); 3) обособления и накопления пегматитового вещества, вследствие процесса ликвации; 4) выжимания пегматитообразующего остаточного межзернового расплава посредством фильтр-прессинга.

У каждой из перечисленных гипотез есть существенные недостатки, не позволяющие объяснить многие особенности формирования камерных пегматитов. В литературе эти недостатки частично обсуждались. Мы напомним лишь некоторые из них.

Так, ни одна из этих гипотез не в состоянии объяснить изометричную форму камерных пегматитов, их индивидуальную обособленность и многократную повторяемость в теле интрузива. Ни в одной из них не обсуждается проблема возникновения "свободных" объемов — необходимых первичных вместилищ пегматитового вещества, в том числе и образование пустот внутри пегматитов. Не объясняется специфический режим снижающегося давления внутри пегматитов. Забегая вперед, укажем, что давление в камерных пегматитах закономерно снижается иногда до первых десятков атмосфер (ч. II, гл. 2, в). Не учитываются физические возможности перемещения вещества в магме с учетом факторов сопротивления, например, вязкости.

Чаще всего развитие камерных пегматитов в верхних частях интрузивов объясняют процессами автономного подъема легких компонентов в магме. Теоретически возможными механизмами такого перемещения компонентов можно полагать, например, гравитационный подъем пузырьков, если образуется свободная газовая фаза; либо подъем капель ликватов, если в результате ликвации образуется несмешивающаяся жидкость; либо диффузию растворенных компонентов. Иногда считают, что обособившаяся каким-либо путем пегматитообразующая фаза может переноситься в верхние части интрузивов принудительным путем, например, в результате конвективного движения магмы.

Мы разберем некоторые из этих явлений и процессов и попытаемся дать оценку вероятности их протекания в рассматриваемых условиях, не претендуя на подробное освещение всех вопросов массопереноса внутри магм, а предусматривая лишь показ степени его возможного влияния на возникновение и формирование пегматитов.

Возможность образования пегматитов за счет гравитационного подъема газовых пузырьков в магме

Автором ранее уже была кратко рассмотрена возможность автономного гравитационного подъема газовых пузырьков в кислых магмах (Осипов, 1966).

Очевидно, для того, чтобы где-то в верхней части интрузива образовалось пегматитовое тело изометричной формы за счет газовых пузырьков, возникших тем или иным способом в толще расплава, необходимо, чтобы эти пузырьки поднялись вверх, объединились в каком-то локальном участке, и плотность "газового" раствора была достаточно велика для образования монолитной пегматитовой породы, в том числе без пустоты.

По данным стекловаров и металлургов, подъем газовых пузырьков в силикатных расплавах происходит в заметной степени только при вязкости их не более 10^2 пуаз (Тамман, 1935; Дралле, Кеппелер, 1935-1938; Варгин и др., 1937; Иебсен-Марведель, 1941; Орининский, 1960; Попов, Владимирова, 1960; Эйтель, 1962 и др.). В этих условиях плотность газа невелика, примерно равна плотности воздуха или водяного пара при кипении в нормальных условиях. Размер пузырьков обычно не более 1 мм.

Как указывалось, вязкость кислых магм в рассматриваемых условиях во многих случаях можно полагать около 10^8 пуаз. Следовательно, в среде такой вязкости пузырьки газа тех же размеров и плотности подниматься не будут. Очевидно, что при большей вязкости магмы, особенно при достижении ею свойств неньютоновской жидкости и большей плотности газа, что более реально в глубинных условиях, вероятность автономного подъема газовых пузырьков будет еще меньше.

Скорость подъема газовых пузырьков можно приблизительно высчитать, например, по усовершенствованной формуле Стокса:

$$V = \frac{1}{k} \cdot \frac{2g\tau^2(\rho_{ж} - \rho_{г})}{9\eta} \quad (9)$$

где g - ускорение свободного падения, τ - радиус пузырька, η и $\rho_{ж}$ - соответственно, вязкость и плотность жидкой среды, $\rho_{г}$ - плотность газа в пузырьке, k - коэффициент, равный в случае жидкой среды и газового пузырька $\frac{2}{3}$ (Китайгородский, 1950).

Плотность расплава гранита в справочниках не найдена. Известна плотность стекла состава гранита ($2,376 - 2,446$ г/см³). Для диорита уменьшение плотности расплава по отношению к плотности его стекла составляет около 3,7%. Если принять такое же уменьшение плотности расплава по отношению к его стеклу для гранита, то плотность расплава гранита в нормальных условиях будет равна $2,322$ г/см³. С учетом же некоторого содержания влаги и других летучих эта величина, вероятно, будет близка к $2,2$ г/см³.

О плотности газа, сосуществующего с гранитной магмой при давлениях и температурах пегматитообразования, можно судить по экспериментальным данным (Luth, Tuttle, 1967). По этим данным в водяном паре, равновесно сосуществующем в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ при температурах на 25° выше начала плавления и давлениях от 2 до 10 кбар, может растворяться соответственно от 2 до 10 вес.% силикатов, соответствующих по составу натровому граниту. Если положить, что в газе растворяется вещество плотностью 2,2 г/см³ (соответствует плотности расплава гранита) в количестве 5 вес.%, то парциальная плотность растворенного вещества будет равна 0,11 г/см³. Плотность самого водяного пара в рассматриваемых условиях (900-650°, ~1000-500 атм) колеблется в пределах 0,1-0,3 г/см³ (Кларк, 1969). Тот же порядок величин определен Виаром и Сабатье (Wyart, Sabatier, 1954). По их данным, плотность пара в системе с кремнекислотой при 400°С и 480 бар составляет 0,56 г/см³.

При средней плотности газа (0,25 г/см³) пузырек диаметром 1 мм в жидкости плотностью 2,2 г/см³ и вязкостью 10⁸ пуаз будет подниматься со скоростью 0,000000016 см/сек или 0,005 м/год. Из расчета следует, что для того, чтобы такой пузырек переместился вверх в жидкости принятой вязкости на 1 км, нужно 200 000 лет. Естественно, что если плотность газа была бы больше принятой, то движение пузырька было бы медленней. Но 200 000 лет - время, достаточное для полного отвердевания небольших и средних интрузивов. Мы снова приходим к выводу, что автономный подъем газовых пузырьков в интродуцировавшихся кислых магмах существенного значения для массопереноса внутри них не имеет.

Из формулы (9) следует, что на скорость подъема пузырьков могли бы оказывать существенное влияние их размеры. Можно полагать, что размеры газовых пузырьков, возникающих в магмах на глубинах нескольких километров, не могут быть большими. Принятый в расчет размер (1 мм в диаметре) можно рассматривать как завышенный. Спонтанные процессы образования новой фазы в физическом смысле - это процессы образования мельчайших зародышей этой фазы, что в полной мере относится и к образованию газовой фазы в жидкости в результате снижения давления (ч. I, к). Мгновенное возникновение более или менее значительных объемов новой фазы в какой-либо точке такой среды при более или менее постепенном изменении условий состояния, стимулирующих процесс пузыреобразования, невозможно. Устойчивый равновесный размер (радиус) возникшего пузырька газа в жидкости, насыщенной этим газом, определяется уравнением:

$$r = \frac{2\sigma_{гж}}{P - P_1}, \quad (10)$$

где $\sigma_{гж}$ - поверхностное натяжение на границе раздела жидкость - газ, $P - P_1$ - снижение давления, вызывающее пересыщение жидкости газом. Поверхностное натяжение уравнивает давление газа. Для

сложных силикатных расплавов, в том числе содержащих SiO_2 до 84%, поверхностное натяжение составляет примерно 200–600 дин/см (Аппен и др., 1952; Пепель, 1958; Есин, 1960; Чижиков, Дейнека, 1961 и др.). О.А. Есин (1960) указывает, что эти величины характерны вообще для ионных жидкостей, каковыми являются и магмы. Следовательно, если бы такой расплав был насыщен водой и интродировал из глубин порядка 30 км в область глубин 3 км (снижение давления, исходя из литостатической нагрузки, $\sim 8000 - 800 = 7200$ атм), то размер устойчивого пузырька водяного газа был бы равен

$$r = \frac{400 \text{ дин/см}}{7200 \text{ атм}} = \frac{0,4 \text{ г/см}}{7\,200\,000 \text{ г/см}^3} = 5 \cdot 10^{-8} \text{ см.}$$

Увеличение индивидуумов новых фаз происходит в процессе изменения условий существования. Увеличение первичных микрообъемов газа в жидкости может происходить, например, при подъеме пузырька вверх. В этом случае увеличение происходит как вследствие диффузии растворенных компонентов из жидкости в пузырек при его соприкосновении с новыми участками жидкости, так и вследствие простого расширения при уменьшающемся воздействии давления столба жидкости. Такое явление легко наблюдать в маловязких жидкостях, например в открытой бутылке газированной воды и др. Если пузырек не поднимается и растворенные частицы в него не диффундируют, то он не увеличивается. Препятствием для подъема пузырька может служить вязкость жидкости, являющаяся столь же значительным препятствием и для процесса диффузии в жидкостях.

Другим принципиально возможным механизмом увеличения пузырьков могло быть их слипание (коалесценция). Однако в высоковязких, полимеризованных, тем более охлаждающихся жидкостях можно увидеть непреодолимые препятствия и для этого механизма. Первое из них – неподвижность пузырьков; второе – наличие на границе фаз более плотных пленок. Поверхностные плотные пленки имеются во всех жидкостях, но в расплавах силикатов они имеют особенно ярко выраженное структурированное квазикристаллическое строение. Это отмечается в многочисленных работах металлургов, стекловаров, физиков. Например, на поверхности расплава $\text{CaO} - \text{SiO}_2$ мольная доля SiO_2 – 99%, в то время как в массе расплава только 60% (Соорег, 1966). По свидетельству В.Г. Корпачева (1962), поверхностные пленки сложных силикатных расплавов могут обладать "вязкостью твердых тел". Это обстоятельство используется в промышленности для получения искусственных пемз, пеностекла и т.п. Искусственные пемзы из расплавов шлаков получают при вязкости последних не более 10^2 пуаз, но и в этом случае при толщине перегородок между пузырьками 0,2–0,03 мм они не слипаются (Солинов, Панкова, 1959; Орининский, 1960; Попов, Владимирова, 1960 и др.). Таким образом, вероятен вывод, что и в магме слипания пузырьков газа не происходит, и размеры их остаются более или менее стабильными, мелкими.

Все приведенные рассуждения проделаны при допущении, что магма гомогенна, обладает неизменной вязкостью 10^8 пуаз и механических свойств не меняет. Но поскольку интрузив — система охлаждающаяся (магма содержит твердую фазу, в процессе остывания приобретает все большую вязкость и структурированность), то очевидны еще большие и непрерывно увеличивающиеся трудности в росте, объединении и подъеме газовых пузырьков.

Об отсутствии автономного подъема газовых пузырьков в интрузивах кислых магмах все-таки свидетельствуют и геологические наблюдения. Если бы такой подъем был возможен, то каждый массив гранитоидов был бы окружен сплошной оболочкой пород со следами интенсивного выноса. Как известно, в природе этого не бывает. Соответствующие минерализации вблизи интрузивов распространены лишь местами, имея особые причины такой локализации (ч. II, гл. 6).

Допустим, что подъем и объединение мелких пузырьков газа в гранитных магмах все-таки происходит, и они образовали где-то в верхней части интрузива единый пузырь, соизмеримый с телом камерного пегматита. Чтобы из такого пузыря возникла пегматитовая порода, необходимо, чтобы газ обладал плотностью примерно такой же, какую имеет сам магматический материнский расплав. Пегматиты состоят в основном из тех же минералов и примерно в том же количественном соотношении, что и материнские породы, и пустоты имеют не всегда. Как указывалось выше, содержание растворенных компонентов в газе, сосуществующем с гранитной магмой при давлениях и температурах пегматитообразования, по экспериментальным данным не более нескольких весовых процентов (Luth, Tuttle, 1967). Очевидно, что образование вещества пегматита из такого газа невероятно. Если же представить, что этот "газ" обладает плотностью, сопоставимой с плотностью материнского расплава, никакой речи о его автономном подъеме не может быть вообще.

Возможность образования пегматитов в результате ликвации

Если бы в магме появились какие-то изолированные объемы не-смешивающейся жидкости иного состава, мы говорили бы о другом процессе — о ликвации. В геологической литературе этим термином пользуются довольно широко, привлекая механизм ликвации для объяснения возникновения рудоносных флюидов и других петрологических и тому подобных построений, в том числе и для объяснения образования пегматитов.

В отношении реальности механизма ликвации в образовании камерных пегматитов можно сказать следующее.

Во-первых, еще не доказано, что гранитный и остаточный пегматитовый расплавы-ликвирующие жидкости. Наоборот, физико-химические работы однозначно указывают на последовательный характер их существования в процессе кристаллизации, что исключает образование пегматитов. Разумеется, нельзя совершенно исключать всякую ликви-

цию в кислых расплавах. О ее возможности, в частности, свидетельствуют выделения шариков железа в его окислах, о которых упоминалось выше (ч.1, к). Видимо, в некоторых условиях принципиально вероятно ликвационное выделение из силикатной части расплава. Об этом свидетельствуют опыт промышленности и известные эксперименты. Но они не воспроизводят природных условий. Например, возможности ликвационного отделения легкоплавких расплавов, которые (очень условно) можно было бы параллелизовать с природными пегматитообразующими, установлены только для сравнительно простых силикатных систем при температурах более высоких, чем в пегматитообразовании, и главное обязательно с добавками в больших количествах таких элементов, как фтор, литий и т.п.

Допустим, что ликвация происходит. Начальная стадия ликвации как спонтанный процесс возникновения новой фазы начинается с появления субмикроскопических каплевидных участков обособившегося вещества, равномерно распределенных в объеме ликвирующей жидкости. Конечной стадией механически равновесного состояния процесса является локализация ликватов в виде горизонтально расположенных соответственно удельным весам жидких слоев. Образование слоев происходит в результате гравитационного перемещения капель и тем интенсивнее, чем больше разница плотностей жидкостей и меньше вязкость среды.

Очевидно, что трудности гравитационного подъема капель жидкости больше, нежели подъема пузырьков газа. Это, в частности, вытекает из формулы Стокса, приспособленной для расчет подъема капель жидкости в жидкости (Яворский, Детлаф, 1964)

$$V = \frac{2gr^2(\rho_1 - \rho)(\eta - \eta_1)}{3\eta(2\eta + 3\eta_1)}, \quad (11)$$

где g и γ имеют те же значения, что и в (9); ρ_1 и ρ — соответственно, плотности движущейся капли и среды; η_1 и η — вязкости капли и среды.

Для решения следует определить плотность и вязкость в капле ликвата, которые могут быть больше или меньше плотности и вязкости среды. Для подъема и образования камерных пегматитов плотность ликватов должна быть меньше. Допустим плотность ликвата 2 г/см³. Уменьшение плотности логично соответствует уменьшению вязкости ликвата. Примем его вязкость 10⁶ пуаз. Тогда скорость подъема капли диаметром 1 мм будет равна примерно 1,6 · 10⁻¹⁰ см/сек или 0,00005 м/год. Как можно видеть, для принятых условий скорость гравитационного подъема капель ликватов будет на два порядка меньше скорости подъема газовых пузырьков.

По мере полимеризации, кристаллизации магмы трудности перемещений капель ликватов будут все более возрастать. Следовательно, подъем и накопление ликватов практически происходить не будут.

Сделаем допущение, что ликвиравшие капли пегматитообразующего расплава поднимаются. При их объединении в верхней части интруз-

зива они должны образовать протяженный горизонтальный слой с четкой нижней границей. Пегматиты имеют изометричную, а иногда и вытянутую вертикальную форму, изолированы друг от друга и располагаются на разных уровнях. Следовательно, и с этих позиций привлечение механизма ликвации для объяснения пегматитообразования несостоятельно. Очевидно также, что с точки зрения ликвации необъяснимы и пустоты внутри пегматитов.

Возможность конвективного массопереноса в интрузивах гранитоидов и его влияние на образование пегматитов

Мы пришли к выводу, что гравитационные силы не могут оказать заметного влияния на автономный фазовый массоперенос внутри интродуцированной кислой магмы. Вероятно, аналогичный вывод вынуждал некоторых исследователей искать иные, более мощные силы, способные заставить перемещаться вещество в определенном направлении и образовывать скопления, в том числе тела пегматитов. В частности, высказывалось суждение, что взвешенные частицы, например газовые пузырьки и другие, могут переноситься в верхние части интродуцированной магмы не автономно, а силой конвекции.

Когда говорят о конвективном перемешивании, движении магмы, то причиной его обычно считают вертикальный температурный градиент земной коры, якобы устанавливающийся и в магматических телах. Мы также рассмотрим лишь эту причину возможного конвективного массопереноса в магмах.

В печати возможность естественной конвекции в магматических расплавах уже обсуждалось и на этой основе были сделаны выводы по массообмену магмы с вмещающими породами (Кропоткин, 1940, 1941; Казанли, 1949; Кадик, Хитаров, 1965, 1966; Осипов, 1972). Сделанные выводы оказались разноречивыми. Неоднозначность выводов неудивительна, ибо некоторые авторы оперируют с абстрактными магмами, без учета формы тел, условий их формирования, состава, физических и механических свойств конкретных порций расплавов.

Для оценки возможности конвекции в магмах, а тем более для каких-либо расчетов ее интенсивности необходимо знать реологические свойства данной порции магмы: является ли она нормальной жидкостью или твердообразным телом. Как отмечалось (ч. I, л), кислые магмы в условиях рассматриваемых глубин могут обладать свойствами тех и других жидкостей.

Положим, что магма является обычной жидкостью. Условием возможности начала тепловой конвекции в идеальных жидкостях, находящихся в поле тяжести, является неравенство (Ландау, Лифшиц, 1954):

$$\frac{dT}{dz} > - \frac{gT}{C_p V} \left(\frac{dV}{dT} \right) P, \quad (12)$$

которое показывает, что конвекция будет происходить, если температура T в жидкости падает по направлению снизу вверх (по оси z в трехмерном пространстве), причем ее градиент $\frac{dT}{dz}$ превышает по абсолютному значению величину $\frac{g\Gamma}{C_p V} \left(\frac{dV}{dT} \right)_P$, где g - ускорение свободного падения, C_p - теплоемкость жидкости при постоянном давлении, V - объем элемента жидкости, величина которого при постоянном давлении зависит от температуры $\left(\frac{dV}{dT} \right)_P$. Из неравенства следует, что даже при наличии градиента температуры, имеющего необходимое направление (увеличение T сверху вниз), конвекция даже в абсолютно невязких жидкостях возникает не всегда, а только в том случае, если этот градиент будет превышать некоторую величину, определяемую правой частью неравенства. В реальных жидкостях критическое значение температурного градиента при достижении механического равновесия становится неустойчивым относительно воздействий другого рода. Следовательно, при некоторых значениях вязкости относительно небольшие градиенты температуры могут не нарушать механического равновесия, а если и нарушают, то настолько незначительно, что скорость протекания конвекции может быть исчезающе мала (Гершуни, Герасимова, 1954). В неньютоновских жидкостях возможности конвекции еще более ограничены.

Геотермический градиент земной коры относительно мал. Разность температуры вмещающих пород у основания и кровли интрузива мощностью 3 км всего порядка 100°. Такой незначительный перепад температуры в столь вязкой среде, какой является кислая магма, не может быть достаточной причиной для возникновения конвективных движений. К сожалению, высчитать даже теоретически скорость конвекции в системах интрузивов невозможно, ибо решений задач с учетом изменений объема конвектирующей жидкости, изменения ее вязкости во времени и других особенностей интродуцированной магмы не существует. Если принять во внимание эти особенности, в частности то, что по мере охлаждения магма становится не только более вязкой, но и приобретает свойства неньютоновской жидкости и твердеет, то возможности конвекции еще более ограничиваются.

Как представляется, определенную ясность в вопрос о возможности конвекции в интрузивах можно внести на основе представлений о механизме остывания, отвердевания этих магматических тел.

Рассмотрим возможность конвекции в интрузиве гранитоидов лакколитообразной формы мощностью 3 км, остывающем на глубине 2-5 км от поверхности земли. Для принятой глубины внедрения интрузива начальная температура вмещающих пород на уровне его верхней части согласно среднему геотермическому градиенту равна 67°, нижней 167°, т.е. температурный градиент среды относительно невелик - 100° на 3000 м. Поскольку магма не обладает теплом перегрева, разница температур магма-вмещающие породы велика, то вскоре после внедрения по периферии магматической камеры образуется кристаллическая корка (ч. II, гл. 2, в). С момента образования корки любой минимальной

мощности жидкое (дисперсное) ядро интрузива со всех сторон будет ограничено фронтом кристаллизации, т.е. поверхностью, имеющей во всех точках температуру солидуса. Эта замкнутая и перемещающаяся к центру интрузива поверхность будет существовать до полного отвердевания его внутренних частей.

В грубом приближении температура солидуса во всех точках фронта кристаллизации одинакова. Это значит, что перепада температуры в целом сечении жидкого ядра интрузива не будет, а если не будет температурного градиента, не будет и конвекции. Следовательно, не зная на то, что во вмещающих интрузив породах имеется температурный градиент, внутри интрузива этот градиент установится до полного затвердевания магмы не сможет. Воздействие более низких температур вмещающих пород в верхней части интрузива может привести лишь к более быстрому нарастанию в этих частях кристаллической корки. Таким образом, кристаллизация корки является своеобразным терморегуляром относительной стабильности температуры в разных частях расплава, заключенного внутри нее.

Перепад температур внутри интрузива, имеющего кристаллическую корку и жидкое ядро, реален в локальной зоне, прилегающей к кристаллической корке. Он примерно равен $t_{\text{ликвид}} - t_{\text{солид}}$, в нижней

и верхней половинах камеры обратен по знаку и, таким образом, в нижней половине интрузива причиной конвекции быть не может. Очевидно, что его действие будет распространяться на интервал особо вязкой части магмы, содержащей на границе с кристаллической коркой до 100% твердой фазы, т.е. с твердообразным телом, где конвективные перемещения исключены.

Таким образом, мы приходим к выводу, что конвекция в рассматриваемых интрузивах практически невозможна. Это подтверждается и геологическими наблюдениями, как, например, отсутствием перемещения ксенолитов вмещающих пород, приуроченностью их в основном к верхним, краевым частям плутонов, где они часто сохраняют первичную ориентацию. При наличии конвекции ксенолиты в разной мере отмечались бы и в других частях массива. Они подчинялись бы закономерному расположению, ориентации в соответствии с вертикальным направлением движущейся магмы. Конвекция не происходит даже в менее вязкой основной магме. Об этом свидетельствует частая горизонтальная расслоенность интрузивов базитов, которая в условиях конвективного движения сохраниться не смогла бы.

Еще раз допустим, что конвекция возможна. В этом случае мы не можем говорить, что она в состоянии обеспечить возникновение камерных пегматитов. Дело в том, что конвекция происходит обязательно с наличием равного противотока, т.е. суммарный поток жидкости через любое полное сечение конвектирующего объема равен нулю. Следовательно, одностороннее (например, вверх) движение взвешенных частиц в пределах всего объема жидкости невозможно. Сколько жидкости и частиц поднимается, столько же должно и опуститься (если наряду с конвекцией не происходит другой более мощный процесс односторонне-

го автономного перемещения частиц, компонентов). Поэтому пегматиты не могли бы ни возникать, ни сохраняться в верхней части интрузива, как это имеет место. Не смогли бы существовать ни большие размеры тел, ни их изометричная форма, ни внутренние пустоты.

Возможность образования пегматитов
как результат диффузии
растворенных компонентов

В некоторых публикациях до сих пор еще высказываются предположения о том, что растворенные компоненты могут перемещаться в магме диффузионным путем, в частности, стимулируемым разницей температур внутри магматической камеры и у ее стенок (так называемый принцип Людвиг-Сорэ). Иногда предполагается диффузия и под воздействием поля гравитации и в силу других причин.

Интенсивность диффузии также существенно зависит от вязкости среды, в которой она протекает. Зависимость диффузионных процессов от вязкости магм в геологической литературе обсуждалась. Н. Л. Боуэн (Bowen, 1921) изучал диффузию экспериментально, П. Н. Кропоткин (1941) производил расчеты и оба считали, что в расплавах диффундируют относительно крупные молекулы, перемещения которых затруднены.

Автор настоящей работы выступал в печати с учетом новых данных по диффузии в жидкостях (Осипов, 1966). В настоящее время измерены скорости диффузии различных ионов в силикатных расплавах. Так, для ионов H^+ , OH^- , Fe , S , Ca , Mn и др. коэффициенты диффузии в расплавах вязкостью всего от 3 до 20 пуаз колеблются от 10^{-6} до 10^{-8} $см^2/сек$ (Bowen, 1921; Мак-Кефери и др., 1932; Towers et al., 1953; Towers, Chipman, 1957; Воронцов, Есин, 1958; Новохатский и др., 1961; Хан Чи Юн и др., 1961; Малкин, Могутов, 1962; Мусихин, Есин, 1962 и др.). Замеры диффузии в более вязких расплавах не известны. В соответствии с современными представлениями о строении жидкостей, она должна быть еще более медленной.

Можно приблизительно высчитать коэффициент диффузии по формуле Стокса-Эйнштейна (Эйнштейн, 1936₂):

$$K = \frac{RT}{N} \cdot \frac{1}{6\pi\eta r}, \quad (13)$$

где R - газовая постоянная, T - абсолютная температура, N - число Авогадро; η - вязкость среды, r - радиус диффундирующих частиц. В расплавах вязкостью 10^8 пуаз коэффициенты диффузии вышеперечисленных ионов при $900^\circ C = 1173^\circ K$ (для расчета принята $1200^\circ K$) будут равны приблизительно 10^{-16} $см^2/сек$, т. е. ничтожно малы. Расчет, проделанный для иона радиуса $1,40 \text{ \AA}$ (что соответствует радиусам ионов OH^- и O^{2-} и близко к радиусам F^- , K^+ , Ag^+ , Ba^{+2} , Pb^{+2}), показывает, что в расплаве принятой неизменной вязкости через площади 1 и 10 м^2 , соответствующие площадям сечения пегматитовых тел, за 50 000 лет смогут продиффундировать 99 и 990 г вещества.

Как можно видеть, даже за время, сопоставимое с периодом полного отвердевания интрузивов, диффузионный перенос вещества к существенному изменению концентраций в пределах кислых магм привести не может, что подтверждается геологическими наблюдениями. Если допустить достаточно интенсивное перемещение вещества диффузионным путем к "холодным" или контрастным по составу стенкам интрузивов, то мы вправе ожидать интенсивный вынос его и возникновение соответствующих минеральных новообразований в любой точке поверхности магматических тел. В действительности этого нет. Не происходит заметного привноса вещества таким путем даже в ксенолиты в интрузивах гранитоидов, в том числе представленных такими химически активными породами, как известняки (ч. II, гл. 6).

Мы приходим к выводам, аналогичным тем, которые сделали Н. Л. Боуэн (Bowen, 1921) и П. Н. Кропоткин (1941). Первый на основании изучения термодиффузии, а также диффузии, вызванной разницей концентраций, в соприкасающихся расплавах диопсида и плагиоклаза при постоянной температуре 1500°С, показал, что "диффузия массы . . . в 10 000 - 100 000 раз меньше, чем диффузия температуры . . . , очевидно, температура любого изверженного тела падает слишком быстро для проявления эффекта Сорэ" (стр. 309).

П. Н. Кропоткин, пользуясь уравнением, выведенным Н. Л. Боуэном, рассчитал время, необходимое для диффузионного выравнивания молекул силикатов между участками магмы равной вязкости и температуры. При вязкости 10^8 пуаз и размерах молекул $3,2 \text{ \AA}$ время, необходимое для выравнивания концентраций только наполовину на расстоянии 1 м, составило $4 \cdot 10^{10}$ лет. П. Н. Кропоткин пришел к выводу, что за время $10^4 - 10^5$ лет, сопоставимое со временем остывания магматических масс, существенного перемещения вещества в результате диффузии не происходит.

Если пренебречь вязкостью расплава и считать такой стимул, как температурный градиент, достаточным для образования заметного диффузионного потока, то осложнение возникает из-за того, что этот поток не может быть односторонним. Как говорилось выше, внутри интрузива, по периферии которого образовалась любая минимальная кристаллическая корка, линейное температурное поле установиться не может. Температурное поле будет концентрическим, т. е. при допущении диффузии она должна была бы происходить от центра интрузива к его стенкам во все стороны. Если бы диффузия обуславливала возникновение пегматитов, они возникали бы во всему периметру интрузивов и непосредственно на самом контакте их, а не только в верхних куполовидных частях с повторением в разрезе, как это имеет место в действительности.

Очевидно также, что диффузия, как и другие вышеразобранные процессы, не объясняет обособленность тел пегматитов, изометричную форму и наличие внутренних пустот.

Возможность образования пегматитов в результате процесса фильтр-прессинга

Гипотеза образования скоплений остаточного расплава как результат фильтр-прессинга одно время имела довольно широкое признание, но не объясняла ни изометричную форму пегматитов и отсутствие подводных каналов, ни наличие в них пустот, ни характер распределения пегматитов в теле интрузива, ни режим давления в формирующихся камерных пегматитах. Если бы пегматиты возникали как результат фильтр-прессинга, движущими силами которого считают либо литостатическую нагрузку, либо тектонический стресс, то давление в них могло быть только высоким, сопоставимым с литостатическим или еще большим тектоническим. Имеются и другие недостатки гипотезы фильтр-прессинга, на которых мы не останавливаемся, ибо они освещались в литературе.

Таким образом, приведенная критика существующих объяснений механизма возникновения и локализации камерных пегматитов свидетельствует о недостаточной разработке этого вопроса.

в) *Камерные пегматиты как аналоги усадочных раковин.* Изучение процессов формирования массивов гранитоидов привело автора к выводу о правомочности иного механизма формирования камерных пегматитов и миарол внутри интрузивов. Появление в теле интрузива таких пегматитов, их размещение, морфология, а также некоторые особенности их внутреннего строения и химизма, режим давления внутри тел достаточно удовлетворительно объясняются механизмом сокращения объема интрузивов в процессе их остывания. Надо сказать, что в общей форме в литературе высказывалась эта мысль (например, Ферсман, 1940). Частные предположения, основанные на указанном процессе, делались в разное время и другими авторами, но более детально этим вопросом занимался Ю. А. Долгов (1963).

Большинство исследователей акцентировало внимание только на периоде посткристаллизационного формирования интрузивов, когда в них могли возникать только трещины. Те геологи, которые связывали образование пегматитов с этими трещинами, естественно, опускали рассмотрение жидкостного периода формирования интрузивов и периода кристаллизации. Поэтому в некоторых работах нет четкого разделения пузыреобразных камерных пегматитов (по нашему мнению, возникающих в еще жидком, дисперсном расплаве) и пегматитов трещинных, жильных. Такое разделение пегматитов сделано Ю. А. Долговым. К сожалению, пегматиты, формирующиеся в жидкостный период существования интрузива, он только констатировал, не объясняя механизм их возникновения. Основное внимание Ю. А. Долгов обратил на формирование трещинных пегматитов и главным образом физико-химической и термодинамической сторон этого процесса.

Никто из предыдущих исследователей не проводил аналогии между камерными пегматитами и усадочными раковинами. Мы считаем возможным проводить эту аналогию. Настоящий раздел посвящен доказательству этого положения.

Вероятность появления в интрузивах таких характерных структурных элементов, возникающих при термическом сокращении объема вещества, как мелкая межзерновая и другая пористость, контракционная трещиноватость давно не вызывают сомнений. Но факт появления усадочных раковин в остывающих и твердеющих расплавах — это, как правило, не меньший, а больший по значимости процесс, вызываемый термическим сокращением объема вещества. Поэтому приходится лишь удивляться, что до сих пор никто не задался вопросом, а нет ли усадочных раковин и в магматических телах.

В соответствии с вышеизложенным (ч. I, м) нетрудно видеть, что положительное решение этого вопроса определяется в первую очередь возможностью появления внутри интрузивов необходимых участков разрежения, все последующее — лишь следствие этого явления. Для возникновения в интрузивах областей разрежения и образований типа усадочных раковин необходимо выполнение следующих условий.

1. Характер охлаждения, затвердевания интрузивов должен быть, так же, как и в случае затвердевания отливок, последовательным.
2. Должна обеспечиваться механическая стабильность, целостность верхней корки (или кровли) интрузива в период образования усадочных полостей.

В качестве желательного условия расплав должен быть близок к эвтектическому и содержать повышенное количество летучих компонентов.

Выполняются ли эти условия в интрузивах гранитоидов?

Система интрузива с самого начала существования — система охлаждающаяся (ч. I, в). В соответствии с геотермическим градиентом разница температур магмы и вмещающей среды будет больше в высоких горизонтах земной коры и может достигать нескольких сотен градусов (ч. I, е; ч. II, гл. 1, а). Эти условия отвечают формированию интрузивов формации малых глубин. Следовательно, чем выше залегает интрузив, тем больше теплоотвод, быстрее охлаждение и более вероятен последовательный характер затвердевания, необходимый для появления усадочных полостей. С этих позиций усадочные раковины должны образоваться в интрузивах, формирующихся только в сравнительно высоких горизонтах земной коры. Более быстрому остыванию относительно высоко расположенных интрузивов будет в частности способствовать неравная теплопроводность вмещающих пород на разных уровнях земной коры. Чем глубже, тем теплопроводность пород будет меньше. Это зависит как от более высокой нагретости пород, так и от их меньшего влагосодержания в относительно низкорасположенных горизонтах. Так, например, для сланцев теплопроводность при 0 и 200° соответственно $4,6 \cdot 10^{-3}$ и $4,1 \cdot 10^{-3}$ $\frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}}$

(Берч и др., 1949). Правда, теплопроводность нижележащих пород будет увеличиваться за счет давления. Но это лишь частично компенсирует уменьшение теплопроводности за счет нагрева и низкой влагосодержанности, о чем свидетельствуют опыты Бриджмена (Bridgman, 1924). П.Н. Кропоткин (1940), основываясь на данных Бриджмена, показал, что теплопроводность падает в среднем на 5–18% при по-

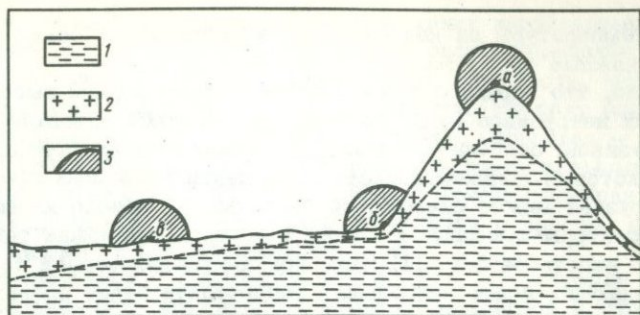
вышении температуры на каждые 100° , а возрастает только на 0,2–0,5% на каждые 1000 атм.

Очевидно, что наряду с более быстрым охлаждением высокорасположенных интрузивов будут быстрее охлаждаться и верхние части этих интрузивов, особенно их выступы, относительная поверхность охлаждения которых велика. Скорость охлаждения различных точек поверхности интрузива можно схематично представить, обведя из них равным радиусом секторы вмещающих пород, в которые возможна теплоотдача. Как можно видеть из фиг. 11, даже при допущении равной теплопроводности вмещающих пород наибольшая теплоотдача будет происходить через точку а, меньшая – через б, точка в будет иметь промежуточное значение.

Можно полагать, что условия застывания внедряющихся в относительно холодные и влажные гипабиссальные толщи магматических расплавов в первое время характеризуются значением $K \gg 1$ как в случае силикатных отливок в силикатные холодные пористые влагосодержащие формы (ч. I, м). В большинстве случаев сохраняются и условия наличия газового зазора между остывающим телом и вмещающей средой. Роль зазора играют поры и трещины во вмещающих породах. Несмотря на то, что непосредственно в плоскости контакта видимых трещин может и не быть (контакт приваренный), трещины всегда имеются вблизи него. В слоистых куполообразно выгнутых внедрением интрузива вмещающих толщах эти трещины могут быть конформными поверхности интрузива. Так как температура воздействия интрузива на вмещающую среду высокая, то трещины в течение длительного времени и на значительном расстоянии от интрузива заполнены газом.

Поскольку наибольшая теплоотдача интрузива будет происходить в начальные периоды его контактирования с вмещающей средой, то в самом же начале охлаждения вероятно образование по его периферии хотя бы небольшой кристаллической корки. Это становится обязательным, потому что интрузивные в высокие горизонты земной коры магмы теплом перегрева не обладают (ч. I, е, и, л). Наиболее интенсивный процесс нарастания твердой корки будет иметь место в апикальных частях интрузивов. В других местах в соответствии с интенсивностью теплоотдачи он будет меньше.

Эту закономерность можно наблюдать в природе при наличии протяженных вертикальных разрезов интрузивов. Например, она установлена Е.В. Негрей и В.Н. Волковым на Раумидском гранитном интрузиве на Памире. Интрузив вскрыт по вертикали на глубину порядка 2 км. Мощность мелкозернистой корки охлаждения в верхней его видимой части 700–1000 м, а в нижней – 100–200 м. Интрузив формировался на глубине 1,5–2 км от поверхности. С большей наглядностью разница в толщине коры закалки устанавливается на близповерхностных интрузивах. Корка в них часто представлена стекловатыми продуктами, что подтверждает ее практически мгновенное "схватывание". Центральные части таких тел раскристаллизованы, они дольше находились в жидкостном состоянии. Самая тонкая корка в верхней части интрузива будет образовываться в углублениях его поверхности (например, в точке б, фиг. 11).



Фиг. 11. Разница величины теплоотдачи из разных точек поверхности интрузивовавшей магмы (схема)

1 - внутренние еще не закристаллизовавшиеся части интрузива; 2 - кристаллическая корка; 3 - сектора вмещающих пород, в которые происходит теплоотдача из точек а, б, в

Итак, последовательное охлаждение интрузивов и в первую очередь их краевых частей осуществляется, оно же способствует более быстрому упрочнению верхней кристаллической корки интрузива - второе обязательное условие появления усадочных полостей.

Внутреннее разрежение, усадочные полости не появятся, если прочность верхней корки (или кровли) интрузива будет недостаточна, и вследствие литостатической нагрузки или тектонических подвижек корка будет легко раздробливаться.

Можно приблизительно оценить влияние внешнего давления на возможность появления и сохранения в интрузивах гранитоидов, образующихся пустот. Согласно приведенным выше данным давление, необходимое для ликвидации макроскопических пор в сравнительно небольших отливках алюминия, порядка 2500 кг/см^2 . Предел прочности алюминия $700-1800 \text{ кг/см}^2$ (Эберт, 1963). Предел прочности гранита на раздавливание от 370 до 3790 кг/см^2 , в среднем 2080 кг/см^2 (Берч и др., 1949)¹. При наличии одновременного бокового давления прочность может увеличиться в несколько раз. Если поверхность массива куполообразная, то боковое давление вещества на любую часть корки велико. Она работает в основном на сжатие. На этом основана сравнительно большая прочность арочных и сводовых перекрытий. Следовательно, при приложении к куполообразным массивам гранитов статического давления вышележащих пород (а именно оно воздействует на магму при отсутствии тектонических подвижек), они могут выдерживать нагрузку, значительно превышающую полученную опытным путем. Нагрузка же вмещающих пород на глубинах $1-4 \text{ км}$ в соответствии с геобарическим градиентом примерно от 300 до 1100 кг/см^2 .

¹ Данные соответствуют холодному граниту. Для высоконагретых пород справочные сведения неизвестны. Вероятно, они иные, но разные для только что закристаллизовавшихся и вторично нагретых пород.

Если же еще учесть, что породы краевых, "закаленных" частей интрузивов обычно наиболее плотные, то можно полагать, что в интрузивах куполовидной формы, остывающих в спокойной тектонической обстановке, до глубины примерно 7 км могут существовать довольно крупные пустоты. Это подтверждает известные выводы Адамса (Adams, 1912), Бриджмена (Bridgman, 1918), Робертсона (Robertson, 1955) и др., полученные ими экспериментальным путем, о давлениях, при которых в породах могут существовать открытые пустоты, а также геологические наблюдения о глубине залегания пегматитов. Как указывают А.И. Гинзбург и Г.Г. Родионов (1960), камерные пегматиты в гранитоидах возникают на глубине преимущественно до 3 км. Следует вывод, что условия затвердевания гипабиссальных интрузивов гранитоидов куполовидной формы с некоторого момента обеспечивают при отсутствии тектонических подвижек изоляцию жидкой магмы внутри интрузива от воздействия внешней нагрузки. Это продолжается в благоприятных условиях до полного затвердевания интрузива. Таким образом, несмотря на давление вмещающих пород внутри еще не полностью затвердевшего и остывшего интрузива может иметь место автономный режим, некое собственное давление, не соответствующее давлению, которое можно было бы ожидать, исходя из литостатической нагрузки на данной глубине. Этому способствует еще одно обстоятельство. При внедрении лакколитоподобных плутонов в слоистые толщи последние часто приобретают куполовидное строение. При уменьшении объема интрузива такие "конструкции" принимают значительную долю литостатической нагрузки на себя, и вышележащие породы меньше давят на магматическое тело. Об этом мы будем говорить более подробно дальше (ч. III, гл. 1, 2). Все это характеризует своеобразие, самостоятельность систем таких интрузивов.

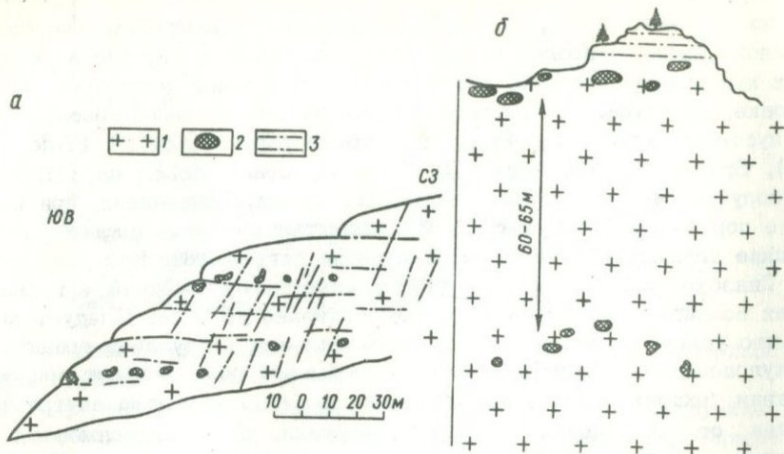
Очевидно, что в интрузивах с плоской горизонтальной поверхностью прогибание кровли под воздействием вышележащих пород более вероятно. Условия для образования усадочных пустот в этих случаях значительно хуже. Таким образом, основные условия для образования усадочных пустот в интрузивах гранитоидов куполовидной формы малых глубин имеются.

Как показывают наблюдения, камерные пегматиты обладают почти всем комплексом особенностей формирования, строения и т.д., присущим усадочным раковинам, что с большим основанием позволяет утверждать их аналогию.

Камерные пегматиты (ч. II, гл. 2, а) всегда приурочены к верхним, предпочтительно куполовидным частям интрузивов. С глубиной размеры тел уменьшаются до полного исчезновения. Это находится в соответствии с расположением усадочных раковин в отливках (ч. I, м).

Изометричная форма камерных пегматитов свидетельствует об их образовании, как и усадочных раковин, еще в жидкой, дисперсной среде. Об этом же свидетельствует постоянное пересечение пегматитов трещинами контракционной (в частности, пластовой) отдельности, возникающими уже после отвердевания интрузива (ч. II, гл. 7).

Пегматиты в интрузивах, как и усадочные раковины в отливках, возникают вдоль повторяющихся горизонтальных плоскостей. Правда,



Фиг. 12. Скопления камерных пегматитов в пределах субгоризонтальных плоскостей в гранитных массивах

а - кенкол Киргизского хребта (Соколов и др., 1964); б - Кент в Центральном Казахстане (вертикальные разрезы); 1 - граниты; 2 - тела пегматитов; 3 - трещины

отсутствие протяженных вертикальных разрезов интрузивов затрудняет установление этой закономерности. Но там, где такие разрезы есть, она проявлена довольно четко (Кенкольский массив, Киргизский хребет) (фиг. 12, а), в массиве Кент, Центральный Казахстан (фиг. 12, б).

Как уже отмечалось, камерные пегматиты возникают в заметных количествах только в интрузивах, остывающих в относительно спокойной тектонической обстановке. При более или менее интенсивных тектонических движениях с проникающими разломами сохранение целостности интрузива и режима изоляции участков с пониженным давлением маловероятно, и эффект направленного стягивания подвижных фаз к ним неосуществим. Даже в одних и тех же массивах различие в проявлениях тектоники в их разных частях резко влияет на возможность формирования камерных пегматитов. Это аналогично специфике формирования усадочных раковин в искусственных отливках, если отливку в период возникновения раковин дробить, то последние не возникают.

При образовании усадочной раковины в отливках вследствие явления подтока вокруг и вблизи возникающей полости отлагается вещество, представленное наиболее легкоплавкими, подвижными компонентами с повышенным содержанием летучих. Оно образует крупнозернистые агрегаты. Очевидно, что если пегматиты являются аналогами усадочных раковин, то их строение и состав также должны отвечать строению усадочных раковин. Наблюдения показывают, что и эта особенность наблюдается в природе. Камерные пегматиты наиболее часто развиты в лейкократовых гранитах, наиболее близких к эвтектике. Поэтому в начале формирования камер в эти участки может притекать остаточный эвтектоидный расплав, который находится в межзерновых пространствах твер-

деющей магматической массы. Как известно, практически во всех телах камерных пегматитов по их периферии располагается зона, сложенная графической породой. Ближе к центру тел она постепенно сменяется крупно- и гигантозернистой породой того же состава. Переход между зонами устанавливается по закономерному перерастанию графической породы в монокристаллы полевых шпатов. Причем последние, как и полевые шпаты в зоне графики, ориентированы перпендикулярно стенкам пегматитового тела (Родионов и др., 1972). Это находится в полном соответствии с характером структурообразования при кристаллизации эвтектик в зависимости от скорости охлаждения. Графические структуры характерны для эвтектик, кристаллизующихся сравнительно быстро. При более медленном охлаждении и кристаллизации тот же расплав дает крупнозернистую "конгломератовидную" структуру (Бочвар, 1935; Гречный, 1936). Поскольку краевые части эвтектоидного расплава, заполнившего усадочную полость, остывают и кристаллизуются быстрее, то именно они и способны дать графические структуры. Более медленная кристаллизация внутренних частей тел обусловит возникновение крупнозернистых "конгломератовидных" разностей. Относительно небольшие тела пегматитов могут быть целиком сложены графической породой. Этот факт также хорошо известен в природе.

Предлагаемый механизм формирования пегматитов убедительно подтверждается замерами давлений при образовании их различных зон. Давление при образовании графических оторочек наибольшее за время формирования каждого конкретного тела пегматита. Оно сопоставимо с давлением, которое можно ожидать в магме в начале остывания интрузива на данной глубине (ч. I, ж). Так, по данным Вл. А. Калюжного и Д. К. Возняка (1967), давление при образовании графических оторочек камерных пегматитов достигало 800 кг/см^2 , по данным И. Т. Бакуменко (1968), превышало 1000 кг/см^2 , по данным Л. Ш. Базарова и И. В. Моториной (1969), оно достигало 1480 атм, далее давление снижалось.

Давление при кристаллизации крупноблоковой и последующих внутренних зон должно быть меньше, чем при образовании зоны графического пегматита. Это обусловлено тем, что заполнивший полость расплав сам начинает сокращаться в объеме, что вызывает соответствующее разрежение. Как известно, замеры давления по газово-жидким включениям во внутренних частях пегматитов подтверждают это положение.

Выше (ч. II, гл. 2, б) мы акцентировали внимание на том, что перемещения вещества в столь вязких средах, какими являются кислые магмы, затруднены. Можно предположить, что в случае пегматитов приток остаточного расплава к ним происходит так же, как и в отливках — главной причиной его является повышенное давление газов в межзерновых каналах кристаллизующегося расплава, окружающего пегматитовое тело (усадочную полость). Расширяющиеся газы проталкивают остаточную жидкость в сторону меньшего давления, в формирующуюся пустоту. Рассмотрим этот механизм подробнее.

В общей форме вывод о вероятности перемещения вещества из области с большим давлением в область пониженного давления очевиден.

Реализация этой тенденции особенно в заметных масштабах зависит от соотношения действующих сил и факторов сопротивления.

Мы полагаем, что внутренние части рассматриваемых интрузивов представляют собой автономную, изолированную от воздействия внешнего давления систему; всякие перемещения здесь могут осуществляться только за счет внутренних сил. В отношении газового давления период магматического формирования интрузивов, когда еще возможно перемещение жидкого расплава, можно разделить на две части. Это время, когда в расплаве существуют в основном глубинные кристаллы и время массовой кристаллизации.

В первый период давление газов в магме определяется в основном теми соотношениями, которые имели место при ее интродировании (ч.1). Согласно законам физической химии, при охлаждении расплава давление газов может несколько понижаться.

При массовой кристаллизации происходит резкое увеличение количества выделяющихся газов и возрастание их давления. Это впервые было установлено практиками-литейщиками и стекловарами, а в лабораторных условиях было экспериментально показано и интерпретировано применительно к магматическим условиям Мори (Morey, 1922). Давление газов может возрасти в сотни раз. При большом количестве газов и недостаточной прочности кристаллизующегося тела оно может вздуться или быть разорвано на мелкие части.

При некотором промежуточном количестве растворенного летучего вещества выделяющиеся газы могут выходить за пределы кристаллической части по межзерновым каналам. Если в таких каналах содержится и какая-то жидкость, то газы будут выталкивать ее. Так, на поверхности отливок и во внутренних усадочных раковинах образуются капли, наплывы легкоплавкой остаточной жидкости.

Постараемся представить те давления, которые могут иметь место в остывающем интрузиве в оба периода на примере парциального давления паров воды. Как известно, вода является главным компонентом магматических газов, составляя более 90% их общей массы (Барт, 1956), поэтому другие газы при общих построениях можно не принимать во внимание.

Поскольку парциальное давление в смеси газов и осмотическое давление растворенного вещества в жидкости подчиняются одному и тому же закону Менделеева-Клапейрона или Вант-Гоффа:

$$PV = \frac{m}{\mu} RT, \quad (14)$$

то эту формулу можно использовать для грубого подсчета величины давления газов, в частности, паров воды в объеме всего жидкого ядра интрузива, включая пузырьки при равновесном состоянии в период, когда магматическое давление прекратилось, а массовая кристаллизация еще не началась. Здесь P - давление, m - масса и V - объем жидкого ядра интрузива, R - газовая постоянная, T - абсолютная температура, μ - молекулярный вес воды. При давлении 1000 атм, что соответствует литостатическому давлению на глубине 3-4 км и

900°С, максимально допустимое содержание воды в гранитном расплаве 5,76 вес.%. Расплав гранита объемом 1 км³ весит: $M = 1 \text{ км}^3 \cdot \rho = 1 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 \cdot 2,2 \text{ г/см}^3 = 2,2 \cdot 10^{15} \text{ г}$, где ρ – плотность расплава (см. ч. II, гл. 2,б). Вес (масса) воды в принятом объеме расплава: $m = 12,672 \cdot 10^{13} \text{ г}$. Решая (14), получим:

$$P = \frac{12,672 \cdot 10^{13} \text{ г} \cdot 8,31 \cdot 10^7 \text{ эрг/град} \cdot \text{моль} (900+273)^\circ\text{К}}{1 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 \cdot 18 \text{ г/моль}} = 6862 \cdot 10^5 \text{ бар CGS} \approx 686 \text{ атм.}$$

Таким образом, давление паров воды (Р) может достигать порядка нескольких сотен атмосфер. Разумеется, присутствие других возможных газов, а также влияние ван-дер-ваальсовых сил, не учитываемых в (14), внесут определенное изменение в эту величину. Поэтому результирующее давление точно определить невозможно. Полученная цифра определяет приблизительно лишь общий порядок величин и позволяет представить то еще большее давление, которое может иметь место в период массовой кристаллизации: даже в случае относительно невысокого содержания влаги это давление будет весьма большим.

С другой стороны, мы знаем, что кислые водусодержащие расплавы кристаллизуются в значительном интервале температур (ч. I, е, и). Это значит, что в таком твердеющем расплаве остаточная жидкость будет существовать длительное время, в том числе в период, когда возникнет жесткий кристаллический каркас. Такое соотношение достижимо даже в металлах, кристаллизующихся в сравнительно небольшом температурном интервале. При наличии жесткого каркаса (тело практически твердо) в межзерновых каналах может сохраняться в жидком виде до 2/3 всего количества вещества (Бочвар, Кузина, 1946).

Магматический остаточный расплав, находящийся в межзерновых каналах, будет испытывать давление расширяющихся газов. Если бы в такой системе не было участков пониженного давления, то не было бы и возможности для какого-либо перемещения. Но если в такой среде будет существовать область разгрузки, тенденция к компенсации этого разрежения станет обязательной.

Сама же компенсация сможет происходить только в том случае, если будут преодолены факторы сопротивления. В нашем случае среда, в которой будет происходить перемещение остаточной жидкости, представляет собой жесткую тонкопористую систему. Газовое давление должно будет преодолеть сопротивление этой тонкопористой среды движению вязкой жидкости.

Вязкость остаточного магматического расплава неизвестна. Мы можем только полагать, что она значительно ниже вязкости исходного расплава (ч. I, л). Для решения вопроса о вероятности фильтрации остаточного расплава можно опираться, например, на опыты М.П. Воляровича и Л.И. Корчемкина (1940), производивших фильтрацию эгиринового расплава через тонкопористые (ϕ 0,1 мм) среды. При температуре 1200° и примерной вязкости расплава 300 пуаз он свободно про-

никал через поры под воздействием давления 0,2-0,3 атм. Это находится в согласии с данными расчета по закону Дарси.

В отношении возможности фильтрации более высоковязких жидкостей можно использовать данные смежных наук. Наибольшие успехи в этом отношении достигнуты нефтяниками и в промышленности полимеров. Известные исследования охватывают вопросы, связанные с фильтрацией не только вязких, но и неньютоновских жидкостей, для которых в некоторых работах определены напряжения сдвига.

Б.И. Султановым (1960) изучалась фильтрация смесей вязких масел через пористую среду-песок с диаметрами зерен 0,25-0,1 мм и средним радиусом пор примерно 30 мк. Жидкость обладала напряжением сдвига в пределах 1151-1416 $\frac{\text{дин}}{\text{см}^2}$ и нагнеталась газовым да-

влением. Перепад давления вдоль колонки фильтрующейся жидкости составлял от 3,3 до 5,5 атм. Расход жидкости изменялся в пределах нескольких десятков кубических сантиметров в час. Есть и еще подобные работы. Указанные напряжения сдвига свидетельствуют о том, что исследованная жидкость обладала структурной вязкостью, сопоставимой с вязкостью рассматриваемых силикатных расплавов (ч. I, л).

О величине межзерновых каналов затвердевающих гранитоидных расплавов можно приблизительно судить по ширине участков тонкозернистого пегматоидного материала, кристаллизующегося последним в интерстициях более крупных зерен минералов. Судя по наблюдениям под микроскопом, ширина межзерновых пор в кристаллизующейся магме, заполняемых остаточным расплавом, может быть больше первых десятков микрон.

Мы приходим к выводу, что перемещение межзерновой жидкости таким способом в магматических системах при определенных перепадах давлений вполне реально особенно, если учесть длительность кристаллизации, остывания плутонов.

Итак, вокруг формирующейся усадочной полости в интрузивах длительное время действует концентрическое поле давлений газовой фазы. Как только достигается давление, необходимое для преодоления напряжения сдвига жидкости, заключенной в межзерновых каналах, она перемещается и заполняет полость. Этот процесс может продолжаться до тех пор, пока будет достигнуто равновесие. Очевидно, что если равновесие достигается, то минералы, образующиеся в первые периоды после заполнения полости должны возникать при давлениях, близких к максимальному давлению окружающего расплава. Это, как отмечалось, и фиксируется высоким давлением при образовании краевых графических разностей пород, слагающих пегматитовые тела.

Наряду с описанным механизмом вытеснения остаточного расплава газом, вероятно, действует и механизм оттеснения жидкости кристаллизационной силой растущих минералов гранита. В реальности этого механизма мы убедились при проведении опытов по моделированию камерных пегматитов на отливках легкоплавких веществ (ч. II, гл. 2, г).

Если механизм образования пегматитов аналогичен образованию усадочных раковин, то при дальнейшем сокращении объема магмы-поро-

ды, в том числе остаточного расплава самого пегматитового тела и увеличивающемся разрежении может произойти разрыв внутри такого скопления эвтектоидного расплава и образование более или менее изометричной полости. Поступление в полость остаточного расплава должно смениться притоком к ней последующих в ряду дифференциации подвижных фаз, в частности газов. Между этими моментами по законам физической химии может осуществляться и постепенный переход. Общетеоретические положения этого явления изложены И.А. Островским (1956). Применительно к процессу образования камерных пегматитов это положение убедительно обосновали Г.Г. Леммлейн, М.О. Клия, И.А. Островский (1962). По их данным, маточная пегматитообразующая среда первичных включений в минералах иногда содержала более 50% кремнекислоты, до 15% топаза и другие растворенные компоненты при почти полном насыщении водой. Таким образом, до начала образования минералов из газовой фазы в пегматитовом теле могут образовываться минералы из какого-то переходного флюида. Это должно обусловить появление после крупноблоковой зоны какой-то новой зоны, характеризующейся иными соотношениями минералов. Новая порода должна образовываться при еще меньшем давлении. Как известно, эта закономерность проявляется во многих телах пегматитов. После крупноблоковой зоны, ближе к центру тела часто располагается концентрическая зона кварца или даже почти сплошное кварцевое ядро с включениями слюды и других минералов.

Факт образования пустоты есть не что иное, как следствие недостаточной компенсации прогрессирующего приращения свободного объема. Недостаток компенсации начинает особенно сказываться с момента, когда происходит кристаллизация остаточного межзернового расплава. Компенсация последующими дифференциатами не успевает восстанавливать равновесие давления. Это и фиксируется снижением давления по замерам в газовой-жидких включениях минералов внутренних зон пегматитовых тел. Поэтому можно полагать, что после кристаллизации межзернового остаточного расплава в гранитах условия миграции подвижных фаз ухудшаются. Образование минералов внутренних зон пегматитов происходит быстрее, чем достигается равновесие давлений.

Таким образом, после начала образования пустоты в пегматитовом теле режим минералообразования меняется. Логически это можно предположить по самой форме выделений минералов. Начинают расти хорошо ограниченные и направленные к центру пустоты кристаллы кварца и других минералов.

Появление таких кристаллов физически обосновано. По нашим представлениям, оно связано с известным процессом роста крупных кристаллов за счет мелких (принцип Оствальда-Фрейндлиха). Это обусловлено в основном стремлением всякой системы к высвобождению энергии. Укрупнение зерен в связи с уменьшением общей площади их поверхности и сопровождается уменьшением поверхностной энергии. Поэтому процесс роста крупных кристаллов за счет мелких происходит самопроизвольно, раствор одновременно недосыщен по отношению к мелким кристаллам и пересыщен — к крупным. Поэтому мелкие зерна будут растворяться, а крупные еще больше увеличивать свои размеры. Этот

процесс возможен только в случае преодоления соответствующего энергетического барьера, что достигается благодаря высоким температурам. Интенсивность его протекания, сказывающаяся на величине растущих кристаллов, существенно зависит от наличия градиента температуры, обуславливающего диффузию растворенных компонентов.

Именно этот механизм положен в основу искусственного выращивания многих кристаллов в промышленности. Например, при выращивании кварца в автоклав помещают мелкоизмельченный кварц и один более крупный кусок кварца — затравку. Сосуд наполняют водным раствором-носителем, герметически закрывают и нагревают. Нагрев осуществляется неравномерно, так чтобы в сосуде создавались диффузионные токи. Обычно достаточно нескольких дней, и без какой-либо добавки вещества мелкозернистый кварц растворяется и отлагается на затравке, еще более увеличивая ее размеры образуя крупный хорошо ограненный чистый кристалл. Весь процесс осуществляется в пределах одной локальной системы без какого-либо привноса вещества со стороны и сводится только к растворению в одном участке системы и отложению в другом.

На возможность такого явления — рост одних кристаллов за счет растворения других применительно к процессам метасоматоза и выполнения некоторых полостей — указал Д.С.Коржинский (1950, 1955), для многих других геологических процессов — Д.П.Григорьев (1956).

Режим автоклава был успешно использован А.И.Захарченко (1955) для моделирования образования хрустальных погребов в кварцсодержащих песчаниках. Констатировано интенсивное растворение водными растворами кварца песчаников, обесцвечивавшихся и становившихся рыхлыми, и рост его в виде сравнительно крупных чистых кристаллов в пустотах. Не взирая на то, что процесс осуществлялся в автоклаве, нагревавшемся равномерно, интенсивное растворение и образование новых кристаллов кварца размерами до 1,5 мм происходило всего в течение нескольких часов. Температура опытов 430–460°С, давление 340–400 атм. Наряду с кристаллами в трещинках выделялся и опаловидный аморфный кремнезем, что подтверждает существование в какой-то период коллоидного раствора.

Система камерного пегматита, окруженного сравнительно мелкозернистым веществом (гранитом, графическим пегматитом) и имеющего внутри пустоту, заполненную водным раствором или газом, находящаяся длительное время под воздействием высокой температуры при наличии градиента температуры с уменьшением ее к центру, сопоставима с автоклавом. В ней также одновременно с ростом крупных кристаллов в полости отмечается обязательное растворение ранее образовавшихся в основном мелкозернистых окружающих пород с выносом преимущественно кремнезема, а также фтора и других компонентов. Растворение часто приводит к возникновению так называемой полой графики, когда в графических пегматитах, расположенных вблизи пустоты, на месте ихтиоглиптов кварца образуются пустоты. Этот процесс был убедительно моделирован В.С.Балицким (1966, 1970).

Естественно, что в процессе такой миграции раствора, вещества многие образовавшиеся минералы претерпевают различные часто интенсивные изменения. Эти явления позволяли многим исследователям конста-

тировать при изучении пегматитов метасоматическую природу их образования. Метасоматические явления действительно часто существенно затушевывают первичную картину минералообразования, осложняя оценку степени влияния магматических и послемагматических процессов на формирование отдельных тел. Этот метасоматоз обусловлен внутренними возможностями системы каждого пегматита. Его можно назвать автометасоматозом.

Наиболее поздние минералы пегматитов отлагаются из "холодных" растворов. Об этом свидетельствует, например, нередкое присутствие в занорышах типичных натечных, почковидных выделений флюорита, халцедона, опала и гидроокислов марганца. Последние были найдены нами в пегматитах массивов Бектауата и Кент в Центральном Казахстане. Размер их до 10 × 15 см (фиг. 13). Такие натечные выделения гидроокислов марганца свидетельствуют, что минералообразование в занорышах пегматитов происходило и в стадию гипергенеза.

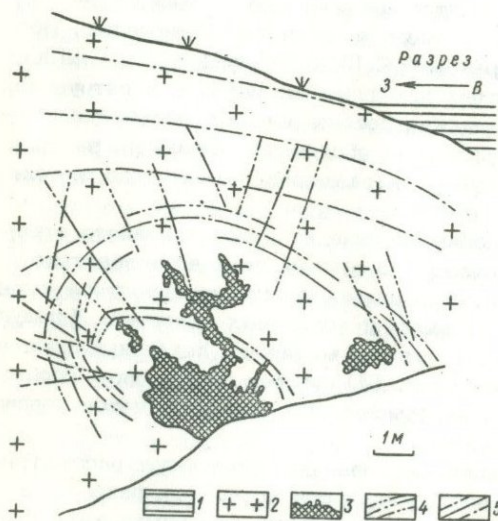
В целом процессы минералообразования продолжают длительное время, закономерно изменяясь в соответствии с изменением физико-химической обстановки. Причем, не только температура, но и давление снижается до весьма малых значений. Так, давление при формировании внутренних частей пегматитов Центрального Казахстана менялось от 670 до 70 атм (Базаров, 1965), Южного Гиссара — от 680 до 170 атм. Иногда отмечается еще более низкое давление. Продолжительный характер процессов приводит не только к отложению разных все более низкотемпературных минералов, но и к изменениям внутри минеральных индивидов. Например, Л.Ш.Базаровым в кварце внутренних зон пегматитов некоторых массивов установлено около 320 перерывов роста, обусловленных общим снижением давления и температуры.

Естественно предположить, что если приток летучих в пегматитовую камеру происходит, то в этом случае можно ожидать обеднения некоторой концентрической области гранитов, окружающих пегматит, этими компонентами. В последнее время такие явления констатированы. По данным Л.Ш.Базарова, И.Л.Добрецово́й, С.Ш.Юсупова (1964) и С.Ш.Юсупова (1972), около флюоритоносных камерных пегматитов в интрузивах гранитов установлены концентрические ореолы довольно резкого по сравнению с фоном обеднения фтором. Ореол обеднения, например, распространяется на 20–30 м при собственных размерах пегматитового тела 7 × 11 × 23 м.

Формирование усадочных раковин происходит и после полного отвердевания вмещающих пород интрузива. Но в этом периоде вследствие продолжающейся усадки все линейные размеры остывающего тела уменьшаются, поэтому уменьшаются размеры и усадочных полостей. В результате этого около пегматитовых тел могут возникать локальные концентрические и радиальные трещины (фиг. 14), может происходить дробление минералов, особенно внутри занорышей, что также является хорошо известным фактом.

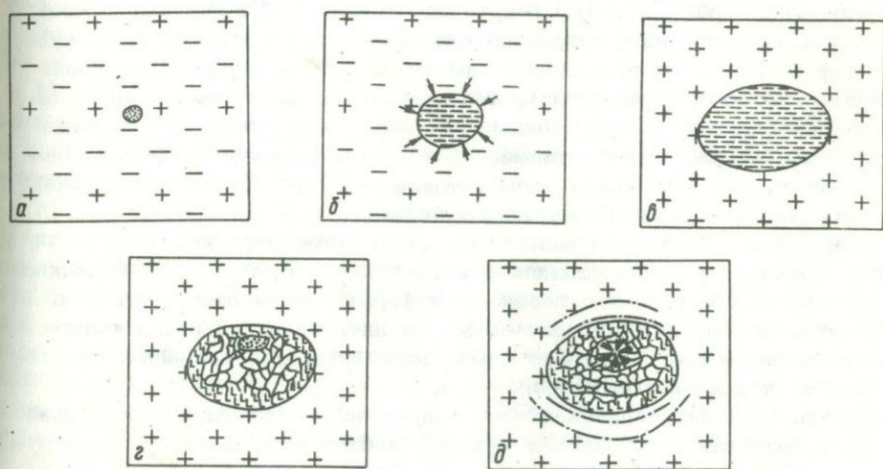
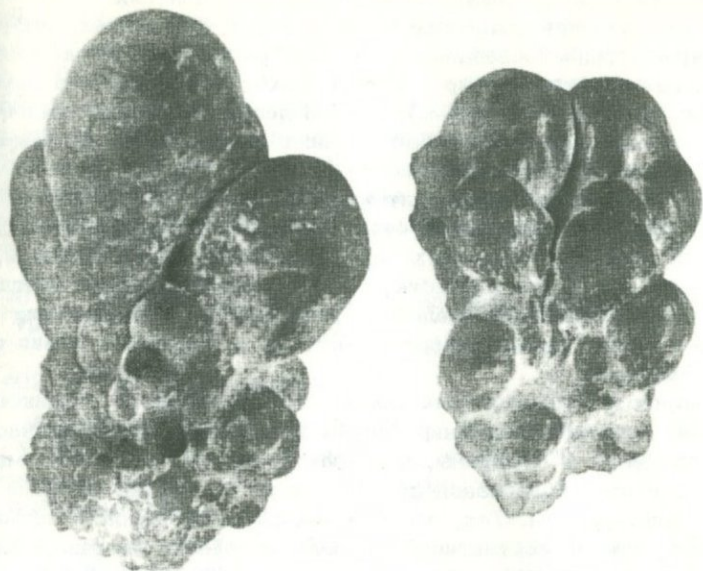
Таким образом, все перечисленные сравнения позволяют рассматривать камерные пегматиты в качестве аналогов усадочных раковин в отливках, а интрузивы формации малых глубин не чем иным, как гигантскими подобиями отливок. Схема процесса формирования камерных пегматитов изображена на фиг. 15.

Фиг. 13. Натечные низкотемпературные формы выделений гидроокислов марганца в занорышах камерных пегматитов в массиве гранитов Кент в Центральном Казахстане (натур. вел.)



Фиг. 14. Концентрические и радиальные трещины усадки (4) вблизи тел камерных пегматитов (3) в гранитах (2) массива Кент в Центральном Казахстане

1 - вмещающие массив сланцы, 5 - трещины пластовой отдельности



Фиг. 15. Схема последовательности формирования камерного пегматита
 а - зарождение усадочной полости в кристаллизующейся магне; б - разрежение в полости вызывает появление сил компенсации; в - полость заполняется легкоплавким остаточным эвтектоидным расплавом, заимствующимся из окружающей магне; г - сокращение объема эвтектоидного расплава приводит к появлению внутри него пустоты; д - в пустоте вырастают крупные кристаллы

Остановимся еще на одной особенности этого явления.

Выше, при описании процессов, происходящих в отливках, мы говорили о том, что при образовании усадочных раковин, в случае если верхняя корка недостаточно прочна, она может быть прогнута внутрь атмосферным давлением (ч. I, м). Можно добавить, что во многих случаях эта корка не только прогибается, но и прорывается. В результате в усадочную раковину поступает воздух.

Поступление воздуха происходит и в том случае, когда корка, отделяющая раковину от окружающей отливки среды, не прорывается, а просто тонка. В этом случае воздух проходит сквозь микротрещины, поры твердого вещества корки и вместе с газами, выделяющимися из отливки, компенсирует разрежение в усадочной раковине. Представляется, что этот процесс можно также распространить на природные условия формирования пегматитов.

Известно, что в пегматитовых телах, располагающихся в приконтактовых участках даже неконтаминированных интрузивов гранитов, часто появляются элементы и минералы, не характерные для гранитной магмы. Причем состав новообразований сходен с теми породами, которые контактируют с интрузивом. Так, часто в тех случаях, когда с пегматитовыми гранитами контактируют породы основного состава, в поздних минералах пегматитов появляются повышенные количества Cr, Ni, Co, V. Это явление, насколько нам известно, впервые установлено в Карелии В.Д. Никитиным (1960^{1,2} и др.). Нами аналогичная картина наблюдалась на некоторых гранитных массивах Центрального Казахстана и Западного Тарбагатая. Б.А. Гаврусевич еще в 1930 г. полагал, что графит, присутствующий в камерных пегматитах Памира, попадает туда из графитосодержащих вмещающих мраморов. Исследования А.Я. Лунца (1966) позволяют предполагать, что источником редкоземельной минерализации пегматитов гранитоидов также явились вмещающие породы. Есть и другие работы, подтверждающие эту закономерность. Установлено также, что чем ближе пегматитовое тело к поверхности интрузива, тем количество "чуждых" элементов больше.

Так как количество "чуждых" веществ в пегматитах невелико и они фиксируются на поздних стадиях формирования тел, то для их возникновения достаточно газового переноса, который мог осуществляться в постмагматическую стадию формирования интрузива. Но и для такого переноса также необходим был определенный перепад давления, направленный в сторону пегматитового тела.

Можно составить приблизительное представление о разнице давлений газов в формирующихся пегматитовых полостях и во вмещающей интрузив среде.

Если бы интрузив не оказывал теплового воздействия на вмещающие породы, то давление газовой-жидкой фазы в порах вмещающих пород колебалось бы от гидростатического до литостатического в зависимости от замкнутости пор и степени механической уравновешенности. Соответственно могла быть определена и разница давлений в пегматитах и вмещающей среде. Но поскольку интрузив оказывает мощное тепловое воздействие на вмещающую среду, то давление газовой-жидкой фазы в ореоле околоинтрузивного прогрета в зависимости от пористости и про-

нищаемости вмещающих пород будет колебаться от гидростатического (до глубины 12 км, где еще возможно существование свободной воды) до давления, определяемого газовыми законами. Так, например, для глубины 3700 м, соответствующей области литостатического давления 1000 атм, гидростатическое давление, исходя из плотностей осадочных пород и воды, если не учитывать капиллярных сил, будет примерно 400–500 атм. В этих же условиях при пористости 5%, нулевой проницаемости и влагонасыщенности вмещающих пород давление паров воды около интрузива с температурой 900°C и нагреве вмещающих пород примерно в среднем до 600°C будет равно:

$$P = \frac{mRT}{V_{\mu}} = \frac{5 \cdot 10^{12} \text{ г} \cdot 8,31 \cdot 10^7 \text{ эрг/град} \cdot \text{моль} (600 + 273)^{\circ} \text{К}}{5 \cdot 10^{12} \text{ см}^3 \cdot 18 \text{ г/моль}} =$$

$$= 402 \cdot 10^7 \text{ бар CGS} = 4020 \text{ атм,}$$

а при заполнении пор водой на 25% их объема – 1005 атм. Здесь $V = 5 \cdot 10^{12} \text{ см}^3$ – объем пор некоторого количества околоинтрузивных пород, равного $1000 \times 1000 \times 100 \text{ м}$, m – масса воды в принятом объеме пор.

Поскольку в пегматитах особенно в поздние периоды их формирования давление незначительно, то между ними и вмещающей интрузив средой возникает большой перепад давлений. Поэтому при наличии разного рода напряжений, в том числе термических, и растрескивании массива и вмещающих пород имеются реальные условия для подсоса в ранее замкнутые пегматитовые полости растворов не только из окружающих частей интрузива, но и из вмещающих его пород, аналогично всасыванию в усадочные раковины отливок воздуха.

Можно предполагать, что таким путем могут образовываться некоторые подобия пегматитов "линии скрещения", по А.Е.Ферсману (1940). О другом возможном механизме образования пегматитов "скрещения" говорится ниже (ч. II, гл. 6).

г) *Моделирование камерных пегматитов на отливках легкоплавких веществ.* Нами были проделаны собственные опыты по воссозданию усадочных раковин–моделей камерных пегматитов в отливках. Задачей опытов было также изучение особенностей дифференциации вещества, являющегося массопереноса в процессе образования усадочной раковины. Кроме того, они преследовали цель получения качественной картины формирования верхних частей куполообразных интрузивов гранитоидов, остывающих в спокойной тектонической обстановке, где такие пегматиты образуются. Краткое изложение результатов опытов уже публиковалось (Осипов, 1973).

Опыты проводились на отливках нафталина и парафина с добавками. Использование легкоплавких материалов оказалось весьма удобным для такого рода моделирования. Особенно в отношении процессов массопереноса внутри отливок. В отливках силикатов значительная вязкость расплава при сравнительно небольших его объемах и краткости времени охлаждения не обеспечивала заметной дифференциации вещества. В этом мы смогли убедиться, предприняв подобные эксперименты на отливках обсидиана и гранита. Плавки этих пород были проведены на московском заводе каменного литья совместно с заведующим экспериментальной

лабораторией А.П.Шалошниковым. К сожалению, в небольшом объеме (до 2 л) столь вязкой среды за период остывания 8 часов (что диктовалось техническими условиями) оказалось невозможным добиться не только эффекта собирания вокруг усадочных раковин легкоплавких компонентов, но и вообще более или менее заметной кристаллизации. Мы столкнулись с теми трудностями, по причине которых каменное литье из столь кремнеземистых расплавов не производится.

Надо сказать, что металлурги широко применяют легкоплавкие вещества типа парафина, нафталина, а также камфору, камфен и другие для моделирования процессов, происходящих в отливках металлов. Можно утверждать, что многие стороны литейных процессов изучены именно на примерах затвердевания легкоплавких веществ (Брирлей-Рапатц, 1928; Бочвар, 1935; Фридляндер, 1949; Спасский, 1950; Иодко, Ильяшенко, 1965 и др.).

Как известно, при всяком моделировании, в том числе и крупномасштабных природных явлений, для достижения достоверных результатов необходимо соблюдать определенные условия, диктуемые теорией подобия. Теория подобия — это теория возможности распространения законов, установленных для какого-то одного частного случая, на другие сходные, подобные явления. Такой подход вполне оправдан, так как законы физики постоянны в любой системе. Положения теории подобия широко используются как в исследовательских работах, так и на практике. Теория возникла в значительной степени из-за отсутствия точных знаний о механизме протекания различных процессов, на основе которых можно осуществлять технологические расчеты. Не секрет, что до сих пор многие, в том числе давно известные явления описаны слишком общими уравнениями, не дающими возможности получить количественную, а иногда даже и приемлемую качественную картину того или иного процесса. В этом отношении теория подобия оказывает значительную услугу.

Подробное изложение теории подобия можно найти в специальных изданиях (Эйгенсон, 1952; Кирпичев, 1953). Мы напомним лишь некоторые общие, отправные ее положения. "Подобными называются такие явления, для которых отношения сходственных и характеризующих их величин постоянны" (Касаткин, 1960). Степень подобия какого-то нового, не изученного явления явлению известному можно вывести на основании сопоставления их различных свойств. При этом важно установить подобие главных, определяющих, "существенных" (Эйгенсон, 1952) для данного процесса характеристик. Учет этих характеристик обеспечит принципиальное сходство процессов, учет более мелких особенностей позволит увидеть их детали.

Выбор главных свойств является основным моментом в теоретическом обосновании правомочности использования данной модели. Этот выбор исследователь делает в соответствии со степенью влияния различных факторов на моделируемый процесс.

Если моделируемое явление описано математически, то в качестве отправных положений могут быть использованы соответствующие уравнения (дифференциальные, интегральные). Использование достаточно полных уравнений дает более надежные результаты моделирования. Но

как отмечалось, еще далеко не все физические явления описаны такого типа уравнениями, а имеющиеся уравнения часто не включают всех возможных величин, влияющих на процесс. Поэтому во многих случаях основным в выборе определяющих характеристик остается инициатива автора, его знание исследуемого процесса. Естественно, что на этой основе можно производить только приближенное моделирование. Известно, что "широкое распространение метода моделирования в технике обязано главным образом разработке приемов приближенного моделирования" (Кирпичев, 1953). В геологических науках приближенное моделирование остается пока единственно возможным.

Таким образом, при постановке эксперимента исследователь составляет перечень тех условий, которые являются обязательными для обеспечения надежной степени подобия. Далее устанавливаются переводные множители, показывающие, в какое число раз модель меньше исследуемого объекта, в какое число раз изменяются другие характеристики. Причем изменение масштабов свойств явления, величина переводного множителя будут в общем различными для разных характеристик. Это вытекает, в частности, из того, что многие физические свойства явлений, процессов взаимосвязаны. Например, если главными свойствами являются линейные размеры и время, то скорость и ускорение выводятся по известным формулам элементарной физики. Очевидно, что в соответствии с размерностями множитель подобия их будет иным, чем у длины и времени. Обязательной характеристикой, учитываемой при моделировании, является характеристика длин — геометрическое подобие.

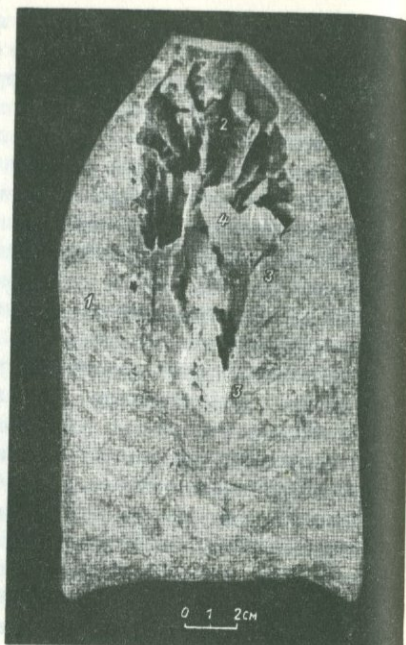
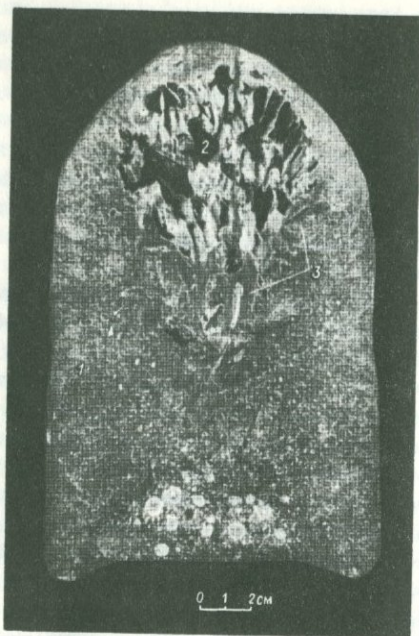
Приближенное моделирование геологических процессов производилось давно (Koenigsberger, Morath, 1913; Cloos, 1928, 1931, Hubbert, 1937 и др.). Эти исследования в основном касались проблем геотектоники. В нашей стране это направление развивалось М. В. Гзовским (1958, 1960).

Количество исследований по моделированию магматических процессов значительно меньше. Но и они воспроизводят тоже в основном тектоническую сторону этих явлений, например, как в опытах В.В. Белоусова (1950) и Е.И. Чертковой (1950), которые можно рассматривать в качестве моделирования возникновения дислокаций перекрывающих пород при внедрении лакколитоподобных интрузивов в условиях малых глубин.

Моделирование затвердевания интрузивов, насколько известно, проводилось и было описано лишь однажды (Орлов, 1963). Для моделей использовался парафин. Эта краткая работа была весьма интересна сделанными выводами по затрагиваемым вопросам. Но эти выводы могли быть более глубокими, если бы степень подобия моделей с природными объектами была более совершенной.

Проделав несколько опытов с чистым парафином (см. ниже), мы убедились в его непригодности. В дальнейшем парафин использовался лишь в качестве добавки. Состав и удовлетворительное соотношение компонентов были найдены подбором. Наиболее приемлемым оказался расплав, состоящий из смеси, содержащей примерно 75% по объему нафталина, 10-15% парафина и 10-15% вазелина. Добавлялся краситель.

Опыты производились следующим образом. Смесь помещалась в стек-



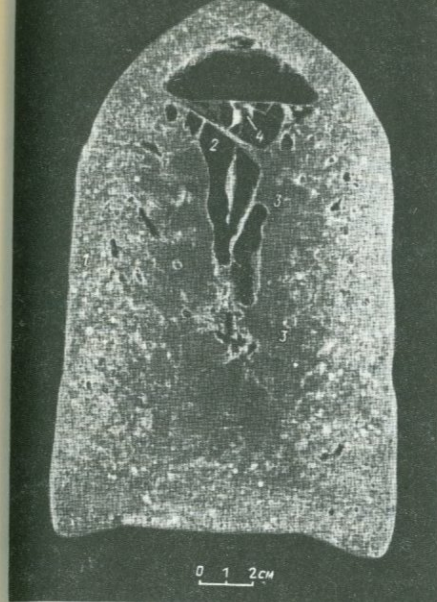
Фиг. 16. Модели камерных пегматитов (а-г) в слитках нафталина с парафином. Отливки в герметично закрытые формы (вертикальные разрезы)

1 - мелкозернистая нафталин-парафиновая часть (основной фон) слит-

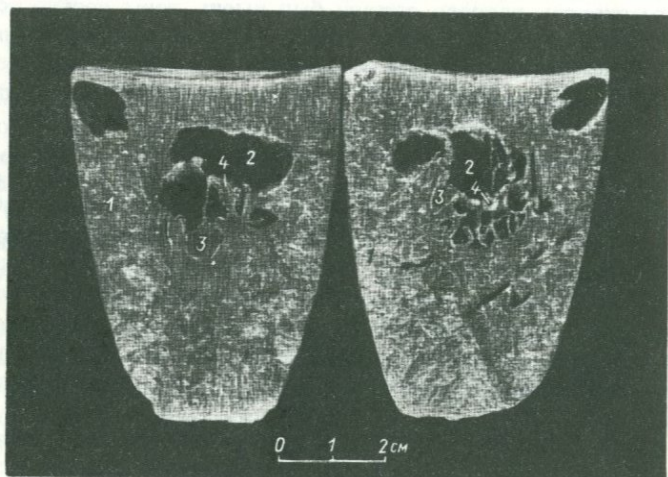
лянный сосуд емкостью от 100 до 2000 см³. Большинство опытов было проведено в сосудах объемом 2000 см³ куполообразной формы, имевших 21 см в высоту и 13 см в диаметре. Этим достигалось геометрическое подобие куполообразным интрузивам гранитоидов. Смесь нагревалась на водяной бане до расплавления (75-80°). Далее сосуд герметически закрывался и охлаждался, причем более интенсивно охлаждалась его верхняя часть, что также соответствовало порядку преимущественного охлаждения рассматриваемых интрузивов. Время затвердевания слитков 3-5 часов. После затвердевания слиток извлекался и распиливался. Отделение слитка от сосуда происходило легко, особенно в верхней части, где между ними возникал небольшой зазор. При затвердевании слитков в негерметически закрытых сосудах величина этого зазора, или точнее, уменьшение внешних размеров слитков, было больше.

В ряде опытов герметизация сосудов достигалась тем, что полные расплавом формы накрывались холодной крышкой, которая обуславливала быструю кристаллизацию прилегающего расплава и изоляцию внутренних частей слитка от влияния атмосферного давления.

Внутреннее строение слитков изображено на фиг. 16, а-г; 17. Основной фон слитков был представлен относительно равномернозернистым нафталин-парафиновым веществом. В верхней части под мелкозернистой коркой образовывалась усадочная раковина. Внутри нее вырастали круп-



ков; 2 - пустота (усадочная раковина) внутри слитков; 3 - отдифференцированная от основной массы расплава парафиновая оторочка вокруг усадочной раковины; 4 - крупные хорошо образованные кристаллы парафина в усадочной раковине



Фиг. 17. Модели камерных пегматитов (а,б) в слитках нафталина с парафином. Отливки в открытые формы со свободно положенной холодной крышкой, обеспечившей появления верхней кристаллической корки (столбчатая текстура) и изоляцию внутренних частей слитков от влияния атмосферного давления

Условные обозн. 1-4 см. на фиг. 16

ные хорошо оформленные кристаллы нафталина. Снизу и с боков раковина была окружена концентрической зоной парафина-вазелина. Вещество этой зоны также было прорашено крупными кристаллами нафталина. В опытах, где использовался неочищенный нафталин, в раковине скапливалось небольшое количество воды (до 2-3 см³). При просверливании слитка до усадочной раковины в нее всасывался воздух, свидетельствующий о существовании в полости относительного разрежения. В тех опытах, где охлаждение верхней части слитка проводилось недостаточно интенсивно, корочка закалки не возникала; усадочная раковина локализовалась непосредственно на контакте с верхней частью сосуда (фиг. 16, г). Таким образом, появление первичной кристаллической корки в верхней части сосуда над усадочной раковинной, а также степень ее толщины регулировались скоростью охлаждения.

Модели были меньше средних по размерам интрузивов рассматриваемой формации (2-3 км по высоте) примерно в 10 000 раз. Таким образом, множитель подобия длин составлял $l = 10^{-4}$.

Характеристика времени могла быть задана независимо от характеристики длины, т.е. не обязательно надо было ждать какое-то определенное время, вытекающее из формул скорости и ускорения, а можно было использовать то время, которое естественно затрачивалось на полное затвердевание модели (Люстих, 1949). Это следует из того, что процессы остывания интрузивов и формирования усадочных раковин очень медленные, и такими характеристиками, как скорость и ускорение перемещений вещества, связывающие в единые формулы длины и время, можно пренебречь.

Для удовлетворения условий подобия расплав должен был обладать целым рядом специфических свойств.

В первую очередь расплав должен был иметь термическое сокращение объема, близкое к сокращению объема кислых гипабиссальных магм. Поэтому были проведены замеры сокращения объема главных составных компонентов расплава-нафталина и парафина в рабочем интервале температур ($\sim 80-20^{\circ}$). Это сокращение по определению в мерных цилиндрах составило примерно 11% для нафталина и 13% для парафина. Полученные величины оказались близкими величинам, вычисляемым по коэффициентам термического сокращения этих веществ, взятым из справочников. Уменьшение объема расплава было ненамного больше уменьшения объема рассматриваемых кислых магм (ч. II, гл. 1, а). Если учесть, что некоторую часть расплава составлял вазелин, сокращение которого меньше, чем у нафталина и парафина и опыты проводились при отсутствии перегрева расплава (см. ниже), то величины уменьшения объема объекта и модели были сопоставимы, т.е. в этом отношении условия подобия были также соблюдены.

Далее состав расплава подбирался таким образом, что при его охлаждении сначала происходила кристаллизация более тугоплавкой и преобладающей по количеству части, а затем уже более легкоплавкой остаточной жидкости. Кроме того, надо было, чтобы вещества в расплаве в совершенстве смешивались, отсутствовало явление расслоения. При таких условиях при охлаждении сначала происходила кристаллизация

нафталина ($t_{\text{плавл}} \sim 81^\circ$), который образовывал кристаллы, сраставшиеся в каркас, а в межзерновых пространствах его еще продолжительное время оставалась парафин-вазелиновая жидкость ($t_{\text{плавл}} \text{ парафина } 42-54^\circ$), равномерно распределенная по всей массе исходного объема. Наличие вазелина еще больше снижало температуру плавления остаточной жидкости и придавало ей подвижность, жидкотекучесть. Такая картина была подобна общему порядку кристаллизации гранитных лейкократовых магм, когда из расплава сначала выпадают более ранние тугоплавкие кристаллы, а в межзерновых пространствах их еще сохраняется остаточная обычно эвтектоидная жидкость. Количество остаточной жидкости моделей примерно соответствовало (судя по наблюдениям над микропегматитовым интерстиционным веществом гранитоидов) количеству остаточного магматического расплава. Далее надо было исключить конвективные токи в расплаве. Это достигалось тем, что расплав не перегревался, поэтому практически сразу после начала охлаждения по периферии слитка начинала образовываться кристаллическая корка, являвшаяся изотермической поверхностью, исключающей существование направленного температурного градиента в вертикальном сечении расплава, — необходимого условия конвекции (ч. II, гл. 2, б). Были сделаны попытки подавления конвекционных токов путем увеличения вязкости, структурированности расплава добавлением легких пылеватых наполнителей (древесная и текстильная пыль и т.п.), но так как это грозило нарушением условий подобия в отношении вязкости, то добавки делались в ограниченных количествах.

Дело в том, что в выборе вязкости расплава мы были ограничены. Масштаб моделирования (множитель подобия) для вязкости можно выразить в виде:

$$\eta = \sigma t \quad (\text{Люстих, 1949}). \quad (15)$$

Здесь масштабы моделирования: t — времени, $\sigma = \rho a l$ — напряжения, ρ — плотности, a — ускорения, l — длин. Поскольку плотность расплава на формирование усадочных раковин не влияет, то переводной множитель для плотности можно принять $\rho = 1$. То же самое говорилось в отношении a . Тогда $\sigma = l$ и $\eta = l t$, т.е. масштаб вязкости зависит от масштабов длин и времени.

Время затвердевания интрузивов примерно 50 000 лет (ч. I, д). В соответствии с указанным временем затвердевания моделей масштаб времени t можно полагать равным 10^{-8} . Правда, время формирования пегматитовых тел значительно меньше. Его можно принять равным времени затвердевания только верхней куполообразной части интрузива, где такие камеры образуются. Если куполовидный выступ интрузива составляет по объему 1/1000 часть всего плутона, то и время его затвердевания будет не менее чем в 1000 раз меньше. Тогда $t = 10^{-5}$ и масштаб вязкости примерно $\eta = 10^{-4} \cdot (10^{-5} + 10^{-8}) = 10^{-9} + 10^{-12}$. Так как вязкость кислой магмы в рассматриваемых условиях 10^8 пуаз (ч. I, л), то в опытах она должна составлять порядка

$$10^8 \text{ пуаз} \cdot (10^{-9} + 10^{-12}) = 10 + 10^{-4} \text{ пуаз},$$

т.е. расплав должен иметь малую вязкость. При большой вязкости были бы невозможны процессы дифференциации вещества **внутри** слитка, их миграция и локализация **вблизи** усадочных раковин. Поэтому высоковязкие силикатные расплавы для моделирования подобных процессов на малых объемах не пригодны. В проведенных опытах исходный расплав имел вязкость, близкую к вязкости воды (10^{-2} пуаз).

Наконец, в соответствии с представлениями об условиях формирования интрузивов (ч. I) необходимо было исключить подъем газовых пузырьков в расплаве. Это достигалось тем, что опыт, как отмечалось, начинался при некотором недогреве расплава, когда в нем находились взвешенные (но не образующие каркаса) мелкие кристаллики нафталина. Это соответствовало известным данным о наличии некоторого количества кристаллической фазы при внедрении магм в высокие горизонты земной коры (ч. I, и). В некоторых опытах тот же эффект достигался добавкой в расплав небольших количеств легких наполнителей. В зависимости от количества твердой фазы подъем газовых пузырьков ограничивался или ликвидировался почти полностью. Правда, можно было этого и не делать, ибо картина образования усадочной раковины и все другие процессы, сопровождающие ее формирование, при подъеме газовых пузырьков существенно не менялись. Вся разница была в том, что пузырьки скапливались **вверху** слитка под первичной кристаллической коркой, образуя как бы **верхний этаж** усадочной пустоты. Стенки такого пузыря в отличие от собственно усадочной раковины были гладкими, без крупных кристаллов, что соответствует данным литейщиков (ч. I, м). Вследствие большой летучести нафталина он все-таки отлагался **внутри** пузыря, но образовывал лишь очень мелкие тонкоигольчатые кристаллики в виде "мха", покрывавшие его верхнюю и боковые поверхности. Пузырь часто был отделен от собственно усадочной раковины перегородкой. Эти закономерности видны на фиг. 16, в.

Механизм формирования внутреннего строения слитков представляется следующим. При охлаждении сосуда с расплавом по его периферии сначала возникала корочка закалки. Она изолировала еще жидкий расплав внутри слитка. Охлаждение и объемное сокращение последнего при фиксированной корке приводило к появлению внутри слитка разрежения и к образованию пустоты — внутренней усадочной раковины. Вследствие стремления расплава занять наинизшее положение раковина реализовалась в возможно верхней части слитка, под твердой коркой. В опытах, где охлаждение было недостаточным для появления первичной корки закалки, ее роль играла верхняя стенка сосуда.

При формировании усадочной раковины происходила интенсивная дифференциация исходного расплава и приток к пустоте всех возможных подвижных фаз, сохранявшихся в расплаве при ранней кристаллизации нафталина. В формирующуюся пустоту поступали легкоплавкая (парафин-вазелиновая) часть расплава, газы и в некоторых опытах — вода. Приток в пустоту паров нафталина легко объясняется его большой летучестью. Подток легкоплавкой остаточной жидкости вероятнее всего объясняется механическим вытеснением ее в единственно возможном направлении растущими в массе расплава кристаллами нафталина. В соответствии с толщиной слитка, окружающего усадочную полость, наибольшее коли-

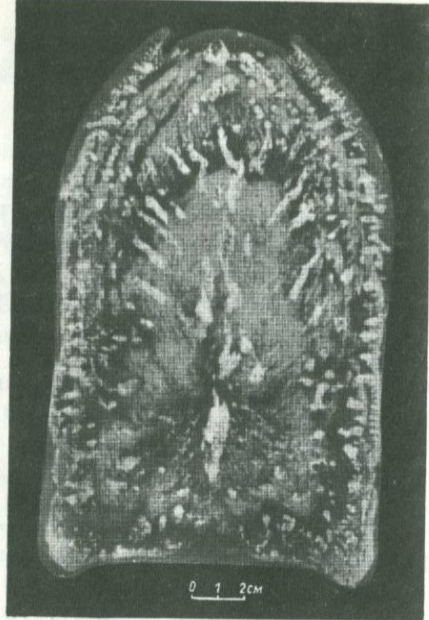
чество парафин-вазелиновой жидкости притекало к ее нижней части. Кроме того, она имела возможность накапливаться внизу пустоты под действием силы тяжести.

После подтока в полость парафин-вазелиновой жидкости она при соответствующем снижении температуры также затвердевала и кристаллизовалась. Правда, парафин в силу его свойств не образовывал хороших индивидуально выраженных кристаллов, но кристаллическую структуру на его поверхности можно было видеть достаточно хорошо. Затвердевание вещества парафин-вазелиновой зоны также сопровождалось его термическим сокращением, что обусловило появление внутри него осадочных пустот, явившихся продолжением главной раковины.

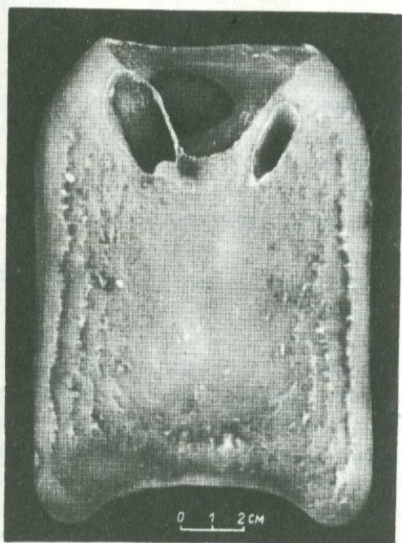
В тех опытах, где в расплаве присутствовала вода, приток ее в усадочную раковину осуществлялся, вероятно, также силой кристаллизации нафталина, а затем и парафин-вазелиновой смеси. Надо сказать, что хотя вода и не образовывала раствора с нафталин-парафин-вазелиновым расплавом (что отличалось от механики вхождения воды в магму), но была распространена по всему объему расплава равномерно, в виде эмульсии. Это оказалось возможным благодаря близким плотностям расплава и воды. Не исключено, что часть воды попадала в полость и в виде паров, а затем конденсировалась. Совершенно очевидно, что если бы мы продолжали охлаждение слитков ниже нуля, то присутствовавшая в пустотах влага также образовала бы на их стенках наиболее поздние кристаллы, еще одну концентрическую зону минералов.

Можно констатировать, что в формирующихся пустотах существовал специфический режим, обусловивший наблюдаемые особенности их строения - образование крупных кристаллов, концентрическую зональность и т.д. Главными чертами его были пониженное давление, обогащение легкоплавкими и летучими компонентами, замедленная кристаллизация. Проведенные опыты доказывают возможность заметной дифференциации кристаллизующегося расплава, миграции дифференциатов, обогащения ими локальных участков в твердеющем веществе, наконец, образование пустот под действием лишь автономных, внутренних сил, обусловленных термической усадкой, без явлений ликвации, гравитационного подъема газовой фазы и конвекции.

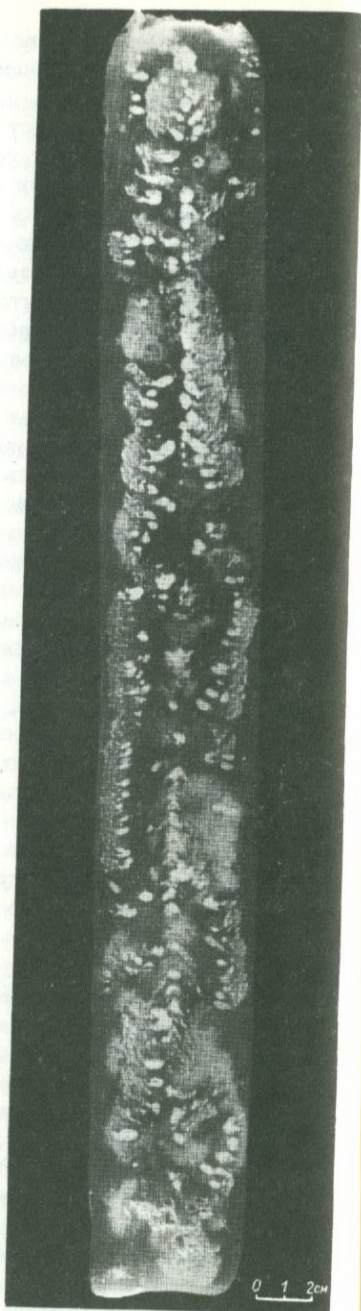
В целом картина строения усадочных пустот и их вещественного выполнения отвечала строению камерных пегматитов, миарол в интрузивах гранитоидов. Имелся аналог занорыша (погребя), в котором располагались крупные кристаллы, подобные кристаллам кварца и других минералов. Имелся аналог графической оторочки, образующейся из остаточной эвтектоидной жидкости, переместившейся из окружающего пегматит кристаллизующегося гранита. В моделях роль легкоплавкой графической оторочки играла парафин-вазелиновая зона, которая так же, как и в интрузивах, наибольшую мощность имела внизу "пегматитового тела". Присутствовал и аналог гидротермального раствора, который, как отмечалось, при соответствующих условиях также образовал бы кристаллические агрегаты. Разумеется, как и во всяком приближенном моделировании, опыты не могли повторить всех многообразных особенностей естественных процессов, но качественную картину пегматитообразования они воспроизводят достаточно наглядно.



Фиг. 18. Усадочная пористость в слитке парафина в условиях свободной конвекции (вертикальный разрез)



Фиг. 20. Усадочная раковина в слитке парафина, охлажденного в режиме, исключающем конвекцию (вертикальный разрез)



Фиг. 19. Усадочная пористость в слитке парафина удлиненной формы в условиях свободной конвекции

Интересно для сравнения указать на те особенности строения слитков, которые получались в условиях свободной конвекции. Их можно было наблюдать при работе с перегретым расплавом чистого парафина (перегрев нафталина был затруднен из-за его большой летучести).

При охлаждении сосуда с расплавом перегретого парафина преимущественно сверху происходила довольно интенсивная конвекция, все время выносившая в верхние части сосуда нагретые порции расплава, мешавшие более быстрому охлаждению его верхней части и образованию твердой корки. Конвективные токи по замерам имели скорость до 8 см/сек. Конвективное перемещение определяло развитие структурных элементов, связанных с термическим сокращением расплава, практически по всему объему слитка (фиг. 18). Даже в удлиненном сосуде (50 см) при незначительном поперечном сечении влияния конвекции устранить не удавалось, и расположение усадочных раковин в целом оставалось таким же, как и в более широком сосуде (фиг. 19). Но как только мы в том же парафине исключили конвекцию, охлаждая сосуд равномерно в большом объеме нагретой воды, усадочная раковина получилась сконцентрированной в самой верхней части слитка, непосредственно под крышкой сосуда (фиг. 20). Тем самым было подтверждено высказанное положение об отрицательной роли конвекции в накоплении, локализации легкоплавких и летучих веществ в верхних частях конвектирующих объемов.

д) *Некоторые общие замечания о формировании камерных пегматитов.* Мы описали механизм формирования камерных пегматитов в интрузивах гранитоидов. Заканчивая изложение принципиальной схемы их образования, следует отметить еще некоторые общие особенности.

В физико-химическом отношении системы камерных пегматитов нельзя относить к закрытым. Границы систем значительно шире наблюдаемых границ отдельных пегматитовых тел и изменяются во времени. Степень замкнутости систем по мере кристаллизации и охлаждения интрузива также изменяется. Одной из важных причин этого является обязательное приращение объема формирующихся усадочных раковин - пегматитовых тел.

Предложенный механизм позволяет считать, что принципиально образование любого тела камерных пегматитов должно происходить вначале из магматического остаточного расплава, а затем путем отложения вещества из постмагматических газов или растворов с метасоматическим замещением ими ранее образовавшихся минералов пегматитов и вмещающих материнских пород. Каждая из стадий в силу разных причин может проявиться в большей или меньшей мере. Принципиально вероятно проявление обоих указанных процессов в каждом пегматитовом теле. Реально же в количественном отношении, насколько позволяют судить наши наблюдения, чаще преобладают продукты магматической стадии. Однако ввиду того, что постмагматические процессы происходят позже, они могут существенно затушевывать истинные соотношения возникающих продуктов, создавая впечатления о преобладании минеральных новообразований постмагматического периода. Поскольку до сего времени продолжается дискуссия по поводу "магматического" или "метасоматического" генезиса пегматитов (Заварицкий, 1947), сделанные выводы позволяют внести в нее определенный вклад.

Выше отмечалось (ч. I, м), что при формировании усадочных раковин в отливках они могут оформляться не в виде крупных концентрированных полостей, а в виде скоплений мелких пустот. Подобный процесс возможен и в интрузивах гранитоидов. В этом случае вместо одного пегматитового тела может возникнуть большое количество мелких сближенных пустот, миарол. Каждая из них является камерным пегматитом и для нее обязательны все те процессы и явления, которые описаны выше. Но так как эти пустотки часто располагаются близко одна от другой, то, во-первых, осуществляется их взаимное влияние, во-вторых, они воздействуют на вмещающие граниты как единое целое. Поэтому подток легкоплавких и летучих компонентов к такому участку сближенных пустот происходит как к большой единой полости. Это вызывает соответствующие изменения структуры и состава вмещающих гранитов. В результате вся масса гранитов между и вокруг этих пустот может приобретать элементы пегматоидности.

Глава третья

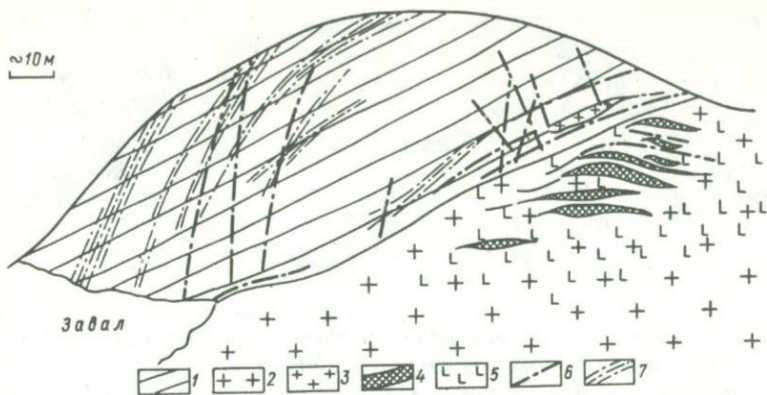
ОБРАЗОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ЖИЛОПОДОБНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Мы отмечали, что в некоторых случаях усадочные раковины в отливках развиваются в виде участков сближенных ветвящихся трещин (ч. I, м). Принципиальная возможность появления разрывов в неполоностью затвердевшем веществе обеспечивается приобретением им свойств неньютоновской жидкости (ч. I, л). В таких трещинах, как и в типичных усадочных раковинах, возникает разрежение, оно компенсируется подтоком легкоплавкой жидкости, которая заполняет, "залечивает" эти трещины. Это так называемые горячие трещины. Механизм их заполнения легкоплавкой жидкостью аналогичен заполнению усадочных раковин.

"Горячие" трещины особенно часто возникают в тех частях отливки, которые в период затвердевания подвергаются слабым механическим воздействиям. Так, например, взаимодействие отливки с шероховатыми стенками формы вызывает возникновение "горячих" трещин вблизи краевых частей отливки.

Если интрузивы являются подобиями отливок и в них образуются аналоги усадочных раковин, то можно предположить, что наряду с типичными изометричными их формами могут существовать и жилородные разновидности. И действительно, в рассматриваемых интрузивах, помимо изометричных камерных пегматитов, часто наблюдаются жилородные, а также более сложные извилистые, ветвящиеся тела. Причем часто отдельные жилы или их ветви имеют прерывистые, четковидные продолжения, соединяют отдельные округлые типично камерные пегматиты. Иногда можно видеть, что жилородные пегматиты, соединяющие изометричные тела, во вмещающих гранитах выклиниваются во все стороны наподобие паука, что свидетельствует о локальном их развитии, о растяжении

~10 м



Фиг. 21. Карьер Орловского участка рудника Спокойного. Разрез (июнь, 1966 г.)

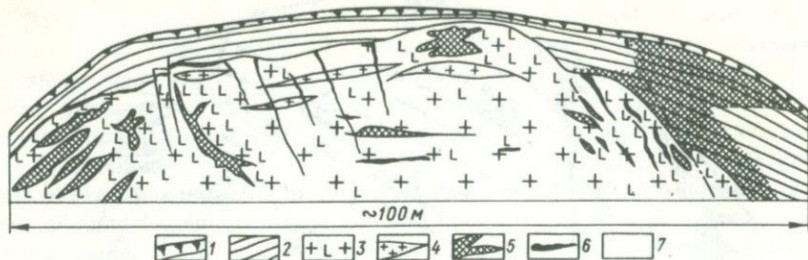
1 метаморфизованные сланцы с неясно выраженной слоистостью; 2 – граниты, боковая часть куполообразного интрузива; 3 – малое тело мелкозернистых гранитов; 4 – пегматитовые линзообразные тела; 5 – грейзенизация; 6 – разломы, крупные трещины; 7 – зоны сближенных трещин дробления, в пределах породы интенсивно гидротермально изменены (обелены). Трещины повторяют конфигурацию поверхности интрузива и образуют над ним сводообразные системы

во все стороны в пределах сравнительно небольшого участка, как это имеет место при образовании одной концентрированной усадочной раковины – камерного пегматита. Линия контакта жилоподобных пегматитов с гранитами, как и у "горячих" трещин, извилистая, проходящая по границам зерен. На контакте с вмещающими гранитами образуется графическая оторочка, свидетельствующая о том, что вещество пегматита в начальные стадии образовывалось из расплава. Сравнительно небольшие тела могут быть сложены графической породой целиком.

Все эти взаимоотношения свидетельствуют о том, что образование описываемых жилоподобных пегматитов происходило одновременно с типичными изометричными камерными по единой схеме. Отличие было только в том, что при образовании жилоподобных тел в соответствующем участке твердеющей интрузивировавшей магмы происходило трещинообразование.

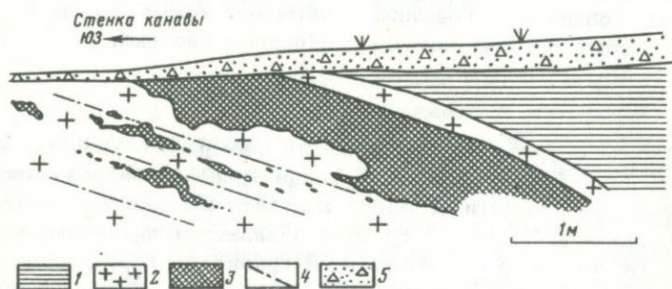
Так как для образования жилоподобных пегматитов желательна хотя бы незначительное тектоническое воздействие, то в рассматриваемых интрузивах такие тела наиболее часты в зонах эндоконтактов. Особенно благоприятными являются участки сравнительно резких перегибов кровли и другие ее неровности, облегчающие механическое взаимодействие, сцепление интрузива с вмещающими породами. Разновидности жилоподобных пегматитов изображены на фиг. 21–23, 30.

Принципиальную картину взаимодействия интрузива с породами кровли, приводящего к возникновению приконтактных жилоподобных пегматитов можно представить на примере выступа кровли в тело плутона. В этом случае магматический расплав, а позже затвердевшие гранитоиды,



Фиг. 22. Прикровельные и внутриинтрузивные пегматиты, малые линзообразные тела мелкозернистых гранитов, кварцевые жилы и грейзенизация в куполовидном выступе массива гранитов – обнажение Богов Утес, Восточное Забайкалье, 1955 г.

1 – почвенно-растительный слой; 2 – метаморфизованные сланцы; 3 – грейзенизированные граниты массива; 4 – мелкозернистые граниты малых линзообразных тел; 5 – пегматиты; 6 – кварцевые жилы; 7 – трещины



Фиг. 23. Пегматиты вблизи верхнего контакта гранитного массива Кент, Центральный Казахстан

1 – ороговикованные сланцы; 2 – граниты; 3 – пегматиты и миаролы; 4 – трещины отдельности; 5 – делювий и почвенно-растительный слой

сокращаясь в объеме, встречают сопротивление выступа, поэтому должны испытывать растяжение. Этот процесс усугубляется тем, что породы выступа, разогреваясь, в свою очередь расширяются. Сложение этих двух противоположно направленных движений, а также гравитационное оседание магмы приводят к возникновению разрывов в магматическом теле. Эти разрывы могут быть превращены в минерализованные залежи, например, в жилородные пегматиты, другие магматические или более низкотемпературные образования. Об этом мы будем более подробно говорить дальше (ч. II, гл. 6).

Таким образом, процесс возникновения жилоподных пегматитов для интрузивов, остывающих в спокойной тектонической обстановке, явление вполне закономерное, но по масштабам проявления имеющее подчиненное значение по сравнению с пегматитами типичными камерными. Принципиального различия в генезисе этих пегматитов нет, поэтому они часто образуют переходные формы.

Преимущественное развитие подобных дислокаций вблизи контактов интрузивов обуславливает появление трещин, выходящих и за пределы магматических тел. Это усложняет картину взаимодействия магматитов и вмещающей среды. Процесс переходит в сферу экзоконтактных явлений, которые описаны ниже (ч. III).

Следует учитывать, что вследствие длительности формирования интрузивов и постепенности смены агрегатного состояния фаз во многих случаях возможна преемственность между процессами формирования пегматитов в магматическую стадию и более поздними процессами развития минеральных новообразований в тех же участках интрузивов. Как отмечалось, даже процесс формирования типичных пегматитов состоит из последовательных периодов магматического и постмагматического минералообразования в одном локальном теле. Поэтому наряду с описанными жилоподными пегматитами, поначалу возникающими в магматическую стадию формирования данного участка интрузива, в нем могут образовываться постмагматические, сходные по составу и облику кварц-полевошпатовые жилы. Такие жилы отличаются от жилоподных пегматитов сравнительно большой протяженностью, прямолинейностью формы в целом и линии контактов, отсутствием графической оторочки. С округлыми телами камерных пегматитов они обычно не составляют одного целого, а пересекают, изменяя структурно-морфологический облик таких тел с явлениями дробления, появлением новых минералов и т.п. Такие взаимоотношения известны на многих массивах гранитов Центрального Казахстана (например, Кент, Майтас), на Калбе и в других местах. Но встречаются кварц-полевошпатовые жилы по морфологии, очень близкие к пегматитам или являющиеся их продолжениями. Отличие их представляет большую трудность, особенно в массивах, где широко проявлены процессы автотетраэдризации и вообще развиты постмагматические минеральные новообразования (см. ч. II, гл. 8).

Как известно, преемственность процессов образования пегматитов, кварц-полевошпатовых и даже более поздних кварцевых жил констатируется давно. На это указывал Спурт (Spurr, 1923) и в последнее время на примере африканских месторождений настойчиво пропагандировал Варламов (Varlamoff, 1956). С позиций описываемого механизма термического сокращения объема интрузивов эти положения еще более подтверждаются. Пример последовательного образования типичного пегматита, кварц-полевошпатовой жилы и слабо минерализованной трещины в одном и том же малом интрузивном теле описан далее (ч. II, гл. 5, фиг. 26,г).

Мы говорили о механическом взаимодействии в интрузивах, формирующихся в относительно спокойной тектонической обстановке. В таких системах подвижки внутри магматических тел невелики и носят автономный характер. Примерно тот же механизм образования жилоподных

пегматитов будет иметь место и в случае сторонних тектонических импульсов на интрузив, если они также будут сравнительно небольшими.

По другому обстоит дело в интрузивах, остывающих в условиях тектонически активных зон. В них образование крупных изометричных пегматитов почти исключается, зато создаются более благоприятные условия для возникновения жило- и шпироподобных форм. Правда, специфика формирования таких интрузивов накладывает свои черты на эти процессы, поэтому развитые в них пегматиты имеют ряд отличий от жилоподобных пегматитов, возникающих в спокойно формирующихся плутонах. Эти отличия обусловлены главным образом интенсивностью подвижек, происходящих в интрузивах. При движении материнского расплава формирующиеся пегматитовые тела могут перемешаться вместе с вмещающей средой. При этом обособления пегматитов меняют свою форму, подчиняясь режиму движения. Они образуют плавно извилистые, лентообразные шпирь, часто с расплывчатыми очертаниями, а также переходы в типичные дайкообразные секущие формы. Тектонический режим формирования интрузивов не дает возможности образованию крупных скоплений пегматитового вещества. Шпирь обычно имеют сравнительно небольшие размеры.

Естественно, что при таком режиме образование структур, характерных для спокойного, свободного затвердевания пегматитового расплава, невозможно, поэтому шпировые пегматиты, как правило, не обладают зональным строением, характерным для пегматитов интрузивов, формирующихся в спокойной тектонической обстановке. По этой же причине в них затруднено образование хорошо выраженных изометричных занорышей со свободно выросшими на стенках кристаллами. В этих пегматитах затруднено вообще возникновение крупнозернистых минеральных агрегатов и характерных для спокойного формирования графических, столбчатых и т. п. структур. Ввиду отсутствия полостей не получает развития и гидротермальный этап минералообразования. Подвижки обуславливают развитие полосчатых структур, ориентированных вдоль длинных осей шпирь и согласных с общим направлением движения вмещающего расплава. Полосчатость чаще всего подчеркивается развитием гидроксисодержащих минералов, в основном слюд, поэтому такие обособления часто не похожи на типичные пегматиты и некоторыми исследователями к пегматитам не относятся. Генезис этих шпирь до настоящего времени серьезно не обсуждался, хотя распространены они в природе не менее широко, чем другие пегматиты, и многократно описаны. По нашим представлениям, первичная причина возникновения многих таких обособлений та же, что и у типичных пегматитов. Отличия же их есть результат в основном иной физико-механической обстановки.

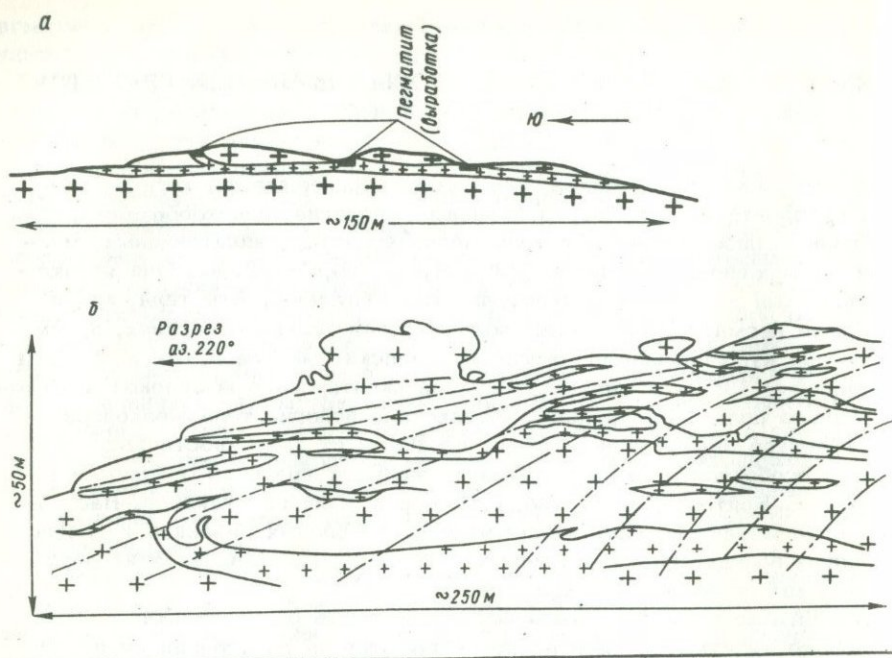
Такие шпирь в разных масштабах можно наблюдать практически в каждом интрузиве гранитоидов активных тектонических областей. Автору пришлось видеть их в многочисленных интрузивах Рудного Алтая, а также в некоторых массивах Восточного Забайкалья, Урала, Кавказа.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ЖИЛЬНЫХ ГРАНИТОВ
ВНУТРИ ИНТРУЗИВОВ

В интрузивах гранитоидов, где развиты камерные пегматиты, широко распространены субгоризонтальные, пологие, пластообразные, грибообразные либо ветвящиеся тела мелкозернистых, аплитовидных, местами порфиоровидных гранитов (фиг. 24,а-в; 26,а-г; 27,а). Они являются жильными дериватами вмещающих их интрузивов. Эти тела, как и камерные пегматиты, миаролы, локализуются только в верхних, преимущественно куполообразных частях материнских массивов. Так, по данным Г.Н. Щербы (1960), в массиве гранитов акчатауского комплекса Шетского рудного поля в Центральном Казахстане пологие тела мелкозернистых гранитов залегают на глубину до 300 м от поверхности интрузива. Многие особенности рассматриваемых жильных гранитов описаны в работе В.С. Коптева-Дворникова, Г.Н. Щербы и их сотрудников. Нас интересовал механизм образования этих своеобразных инъекций и главный механизм возникновения связанных с ними пегматитов. На этих двух пунктах мы остановимся подробнее.

Описываемые жильные тела имеют мощность от нескольких сантиметров до десятков метров и протягиваются на расстояния до нескольких сотен метров. Обычно они залегают одно над другим (фиг. 24,б; 26,б), образуя ряд этажей. В некоторых местах можно проследить, что залежи разных этажей соединены крутопадающими перемычками. Крутопадающими же являются и подводящие каналы, корневые части этих тел. Контакты тел с вмещающими материнскими гранитоидами секущие. Только в корневых окончаниях крутопадающих подводящих каналов контакты с глубиной становятся постепенными. В частности, подобные взаимоотношения нам пришлось наблюдать на массивах Кент и Акчатау. Эти особенности свидетельствуют о том, что инъекции происходили из внутренних еще не закристаллизовавшихся частей материнских интрузивов в их верхние, уже затвердевшие или твердообразные участки. Состав пород, слагающих жильные тела, аналогичен составу пород материнского массива (в том числе в отношении летучих компонентов) — они лишь более мелкозернисты и пористы. Этот вывод следует из наблюдений по большому числу изученных массивов (табл. 2,3) и уже изложен в литературе (Митрофанская, 1970; Лукашев и др., 1972).

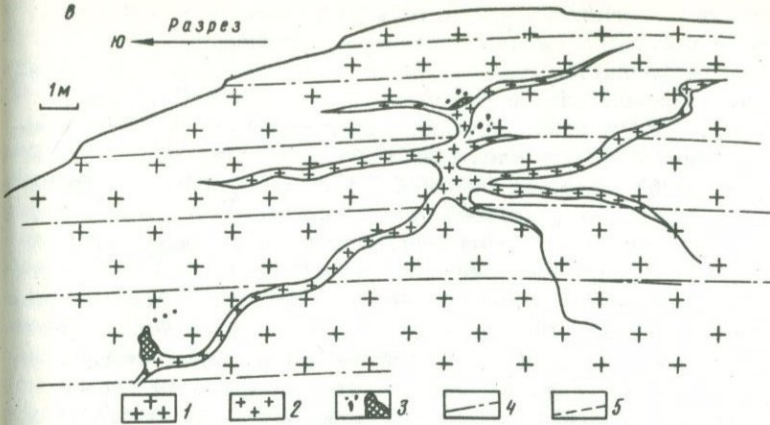
Жильные интрузивы не приурочены к типичным трещинам. Они, например, пересекаются даже трещинами пластовой отдельности, которые имеют согласное с конфигурацией поверхности материнского массива концентрическое расположение, указывающее на их образование уже после отвердевания плутона (ч. II, гл. 7). Пересечения можно видеть в краевых частях куполов интрузивов, где трещины отдельности следуют погружающейся поверхности куполов, а пластообразные интрузивы, сохраняя горизонтальное залегание, данной закономерности не подчиняются (фиг. 24,б). Это может свидетельствовать о том, что полости, вмещавшие дополнительные инъекции, образовывались в еще не полностью



затвердевшем веществе, когда на их конфигурацию оказывали влияние гравитационные процессы, в частности опускание уменьшающейся в объеме магмы внутри интрузива. Возникновение полостей в еще не полностью затвердевшей среде подтверждают также котлообразные, радиально ветвящиеся формы жильных тел и характер их контактов. Контакты часто представляют извилистую линию с большим количеством отторженных от крупнозернистых гранитов материнского массива отдельных кристаллов или их групп. Отторжение этих кристаллов происходило по контурам их естественного ограничения с проникновением между зернами расплава жильных инъекций. Явлений пересечения зерен прямолинейной линией контакта, как это должно быть при растрескивании полностью затвердевшей породы, нет (фиг. 25). Зоны закалки в телах мелкозернистых гранитов на контакте с породами материнских интрузивов, как правило, отсутствуют.

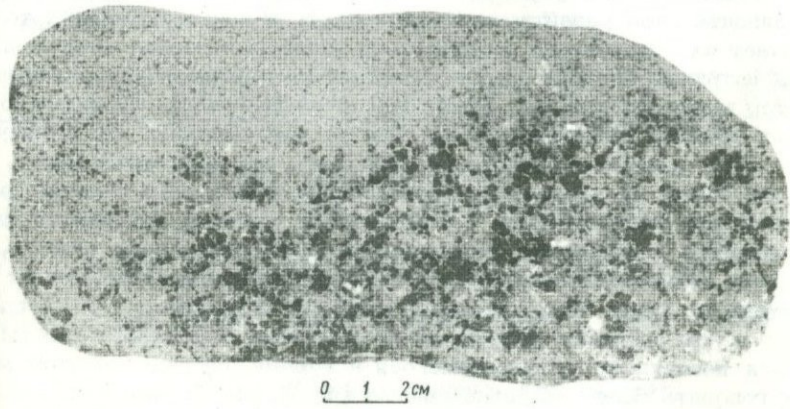
Вся совокупность перечисленных признаков указывает на то, что трещины, вместившие описываемые жильные граниты, возникали как аналоги "горячих" трещин отливок при термическом сокращении их объема (ч. I, м).

Мы говорили, что такие трещины могут заполняться остаточным межзерновым расплавом и образовывать жилородные пегматиты. Но интрузивы значительно больше всех мыслимых искусственных отливок. Это накладывает свой отпечаток на происходящие в них процессы. Одним из проявлений этой специфики магматических тел является возмож-



Фиг. 24. Жильные граниты во внутренних частях материнского массива гранитоидов Бектауата в Центральном Казахстане; субгоризонтальные пластообразные тела (а-б), ветвящееся тело (в)

1 - крупнозернистые местами порфировидные граниты главной фации массива; 2 - жильные мелкозернистые граниты; 3 - пегматиты и микроаролы; 4 - трещины пластовой отдельности; 5 - прочие трещины



Фиг. 25. Контакт тела жильных гранитов пластообразной формы (мелкозернистые) с крупнозернистыми гранитами массива Бектауата, Центральный Казахстан

ность заполнения "горячих" трещин не только остаточным межзерновым расплавом, но и нижерасположенным исходным расплавом материнского интрузива. Это определяется главным образом значительными горизонтальными размерами плутонов и соответственно внутриинтрузивных участков разрежения. Механизм образования пластообразных субгоризонтальных тел можно объяснить следующим образом. Представим, что в некоторый момент по периферии куполообразного интрузива сформировалась устойчивая корка, ниже которой начали возникать усадочные пустоты, создавшие субгоризонтальную ослабленную зону. Дальнейшее охлаждение интрузива и нарастание корки привело к фиксации этих пустот в твердых породах, и ниже продвинувшейся границы кристаллизации начали формироваться новая зона разрежения, новый горизонт усадочных полостей-пегматитов и миарол. В этом случае часть пород между первым горизонтом пустот и формирующимся вторым образуют подобие жесткого моста. Это явление наблюдается даже в небольших отливках, и перемычки между усадочными раковинами так и называются - мосты (см. фиг. 1, 2). В отливках мосты имеют небольшие горизонтальные пролеты, поэтому под действием собственного веса не обрушаются. По другому обстоит дело в интрузивах. Такой протяженный тяжелый мост полужакристаллизовавшихся пород по мере сокращения объема нижележащей магмы и потери поддержки снизу оседает, и в нем возникнут вертикальные трещины. Если эти трещины достигнут участков интрузива, где еще сохранился исходный расплав, способный перемещаться как жидкость, он, естественно, устремится в них и заполнит возникающую полость. Расположение этой полости в соответствии с горизонтальным залеганием ослабленных зон также будет приблизительно горизонтальным, поэтому горизонтальным будет и жильное тело гранитоидов. Такой процесс может повторяться, и мы в вертикальном разрезе увидим многоэтажные субгоризонтальные тела гранитов, соединенных крутопадающими перемычками, своими корнями уходящие внутрь материнского интрузива.

Горизонтальное развитие и повторяемость в разрезе жильных тел исключает их образование в результате внешних тектонических воздействий на интрузив. В этом случае большинство трещин имело бы секущий характер и крутые падения, аналогично секущими дайкообразными были бы выполняющие их жильные тела. Они не располагались бы преимущественно в пределах материнских массивов, как это имеет место, а выходили бы за их пределы на значительные расстояния, поэтому рассматриваемые тела гранитов и фиксируются только в интрузивах, сформировавшихся в спокойной тектонической обстановке. Надо сказать, что описанный механизм возникновения жильных гранитов не исключает полностью их выход за пределы материнских интрузивов. Это обусловлено тем, что оседанию подвергаются не только внутренние мосты, но и вся поверхность сокращающегося в объеме плутона, об этом мы будем говорить более подробно дальше (ч. II, гл. 7; ч. III, гл. 2). Здесь отметим лишь, что поскольку оседание крупных магматических тел происходит не целиком, а какими-то участками, блоками по наиболее слабым зонам, то проникновение расплава и за пределы плутонов может происходить в нескольких пунктах их поверхности. Но такие

инъекции будут также образовывать субгоризонтальные пласто- и грибообразные тела, локализующиеся в непосредственной близости от материнского интрузива. Наиболее крупные из таких тел В.С. Коптевым-Дворниковым названы дополнительными интрузивами.

С изложенных позиций становится понятным и относительно мелкозернистое строение таких малых тел, и их повышенная пористость. При относительно быстром внедрении в участок пониженного давления расплав испытывает расширение. В этом случае возможно кратковременное охлаждение всей массы внедрившейся жидкости типа адиабатического. Поэтому, не смотря на то, что инъекция происходит в горячую среду, и образование зоны закалки невозможно, расплав все же кристаллизуется в сравнительно мелкозернистую породу. Одновременно кристаллизация и расширение приводят к скачкообразному выделению газов в том числе типа ретроградного вскипания (ч. I, к; ч II, гл. 2, в), что обеспечивает развитие повышенной пористости пород. Такие текстуры создают видимость обогащения этих инъекций летучими компонентами по сравнению с породами материнского массива. Как следует из данных табл. 2 и 3, это впечатление кажущееся. Как показали А.Н. Лукашев, А.В. Громов, О.Е. Чижик (1972), включения в минералах мелкозернистых жильных гранитов имеют в основном газовый состав, в то время как в крупнозернистых гранитах массива - газовой-жидкий. Это свидетельствует о более низких давлениях при формировании жильных тел, чем в период внедрения массива.

Иногда высказывается суждение, что рассматриваемые инъекции гранитного расплава являются дифференциатами материнских массивов. С

Таблица 2

Среднее содержание (в %) окислов и элементов в гранитах разных фаз массивов акчатауского комплекса Центрального Казахстана (Акчатау, Восточный Коунрад, Коктенколь, Куу, Шалтас)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	F	H ₂ O
I фаза (породы массива)							
74,15	13,54	3,53	4,70	0,12	0,09	0,19	0,24
II фаза (породы крупных дополнительных инъекций)							
75,20	13,20	3,59	4,65	0,16	0,07	0,18	0,22
III фаза (породы пластообразных жильных тел)							
75,69	13,05	3,68	4,53	0,12	0,07	0,20	0,15

По данным С.Н. Митрофанской (1970)

Таблица 3

Содержание летучих компонентов в крупнозернистых гранитах и жильных пластообразных телах мелкозернистых гранитов массива Кент в Центральном Казахстане

Среднее содержание, % объема пород	
Общее содержание летучих компонентов	Содержание фтора
Крупнозернистые граниты массива	
0,55	0,19
Мелкозернистые граниты жильных тел	
0,34	0,07

По данным А.Н. Лукашева, А.В. Громова, О.Е. Чижика (1972).

точки зрения механизма возникновения этих инъекций они не являются дифференциатами, а представляют собой тот же исходный расплав, но внедрившийся в специфических условиях.

В случае возникновения котлообразных и радиально-ветвящихся тел жильных гранитов (фиг. 24, в) очевидно растяжение во все стороны, как при формировании пегматитов. Процесс и завершился бы образованием тела пегматитов, если бы не возникла трещина-проводник, связавшая локальный участок разрежения (усадочную раковину) с нижерасположенным исходным расплавом материнского массива. Такой вывод подтверждается частым наличием у многих пегматитов "хвостов" мелкозернистых гранитов. О них мы будем говорить далее (ч. II, гл. 5).

Процессы образования камерных пегматитов и тел жильных инъекций имеют большое сходство. Они обусловлены появлением внутри еще не вполне затвердевших интрузивов участков разрежения - усадочных полостей или полостей отслоения. Разница в том, чем будут компенсированы эти полости. Это зависит от ряда причин, многие из которых имеют местный характер.

Из сходства механизмов образования камерных пегматитов и описанных жильных тел вытекает важный вывод о том, что наличие таких пластообразных тел мелкозернистых гранитов, свидетельствующих о спокойном режиме формирования материнского массива, можно рассматривать как поисковый признак на камерные пегматиты. Закономерную соотнесенность камерных пегматитов и пластообразных тел жильных гранитов можно видеть на многих массивах гранитов Центрального Казахстана.

Описанные жильные граниты являются поисковым признаком и для другого также важного в промышленном отношении типа гранитных пегматитов.

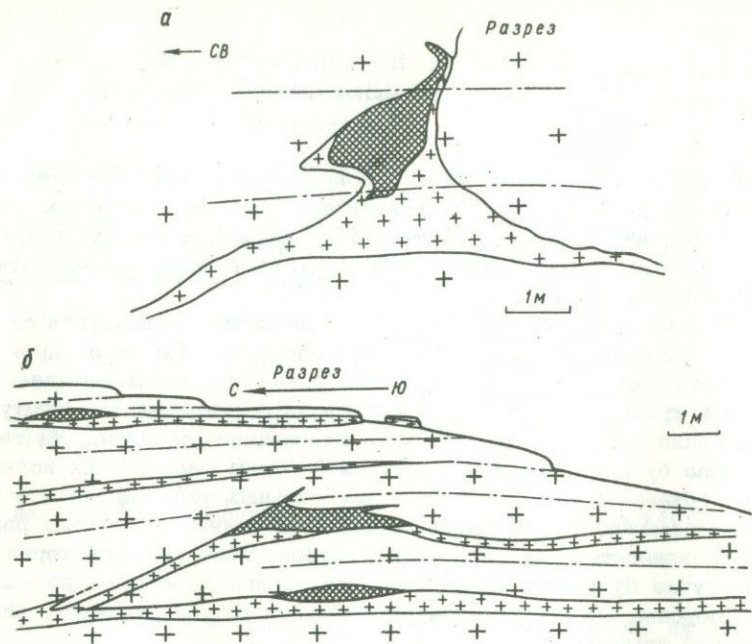
ФОРМИРОВАНИЕ ПЕГМАТИТОВ, СВЯЗАННЫХ С ЖИЛЬНЫМИ ГРАНИТАМИ

Поскольку процесс термического сокращения объема обязателен для любых порций расплава, в том числе и для описанных жильных инъекций, а состав их аналогичен составу материнских массивов (ч. II, гл. 4), то и они при остывании должны уменьшить свой объем на высчитанную величину (ч. II, гл. 1,а).

Реализация уменьшения объема будет несколько отличаться от аналогичного процесса в материнских интрузивах. Последние внедряются в холодную среду, а жильные тела — в нагретые породы массива. Если не считать кратковременного скачкообразного снижения температуры при внедрении такой инъекции в зону пониженного давления, то теплоотдача тела будет медленной, критерий К будет мал. С этих позиций вероятен объемный характер остывания жильных тел. Однако и в таких условиях возможно формирование концентрированных усадочных раковин. Это обуславливается тем, что роль жесткой, фиксированной корки в данном случае будут играть окружающие, вернее вышележащие материнские породы. Это соответствует образованию усадочной раковины под твердой крышкой (см. фиг. 1,е).

В этом случае усадочная раковина должна образовываться в самой верхней части расплава, непосредственно под "крышкой". Причем объемный характер остывания расплава исключает повторное образование такой раковины ниже первой, т.е. эта раковина в данном участке разреза жильного тела будет одна. Ниже нее породы могут иметь относительно мелкие миаролы, поры.

Если приведенные доводы верны, то наряду с повышенной пористостью всей массы пород жильных гранитов в их верхних частях должны образовываться и сравнительно крупные концентрированные усадочные раковины — пегматиты. Как показывают наблюдения, указанное обстоятельство с исключительной четкостью подтверждается на многочисленных телах рассматриваемых жильных инъекций (фиг. 24, а, 26, а-г; 27, а-в). Пегматиты занимают самые верхние части тела, располагаясь на контакте с перекрывающими материнскими породами. Только в сравнительно редких случаях и обычно в более или менее крупных телах жильных гранитов возникает этажность в расположении пегматитов. Правда, нижние "этажи" выражены значительно хуже верхнего пегматитового обособления и несут черты образования уже в затвердевшей породе, выполняют типичные трещины, имеют вид кварц-полевошпатовых жил. Такие взаимоотношения дают материал о последовательности фаз и минералообразования в процессе затвердевания магматического расплава. Так, на фиг. 26, г, представляющей зарисовку такого типичного случая, верхняя часть куполовидного выступа малого тела мелкозернистых гранитов занята пегматитом, ниже него располагается кварц-полевошпатовая жила, еще ниже — трещина, несущая бедное существенно кварцевое выполнение. Обе трещины утыкаются во вмещающие граниты,



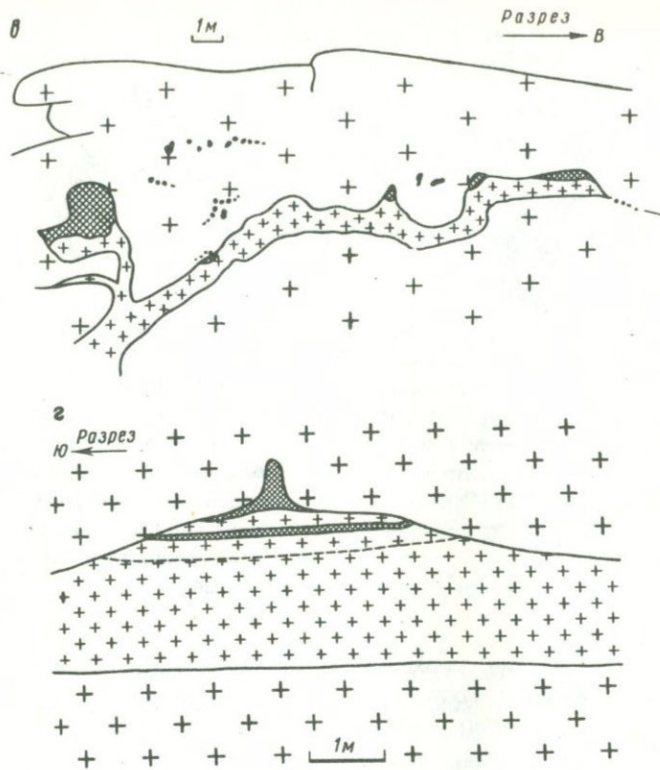
Фиг. 26. Пегматиты в висячем контакте пластообразных субгоризонтальных тел жильных гранитов в массиве Бектауата, Центральный Казахстан

Условные обозн. см. фиг. 24

свидетельствуя об автономном формировании в процессе становления тела жильных гранитов.

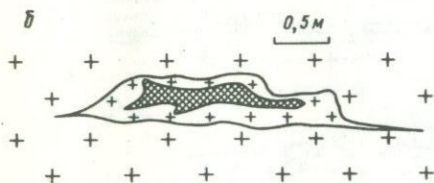
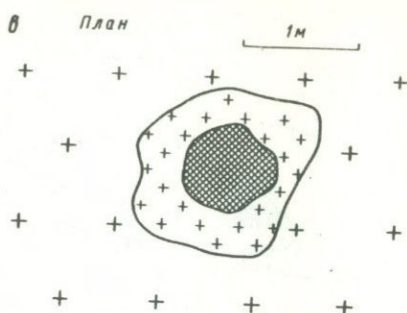
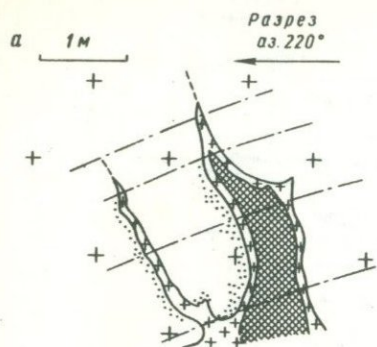
Если жильное тело имеет вертикальные апофизы или выступы, то пегматиты располагаются в самых верхних частях этих апофиз. Последние часто образуют оторочки между пегматитом и вмещающими гранитами материнского массива (фиг. 27, а-в). Оторочка может окружать пегматитовое тело со всех сторон, но чаще имеется только с боков и снизу в виде "хвоста", соединяющегося с пластообразной частью жильных гранитов. Верхние участки оторочек сложены наиболее мелкозернистыми, аплитовидными разновидностями гранитов, к низу размер зерен увеличивается. Такое строение оторочек соответствует предлагаемому механизму их образования.

Очевидно, что в горизонтальном срезе выступов, особенно трубо- и котлообразных, можно увидеть вполне округлые пегматитовые тела, внешняя зона которых представлена аплитовидным гранитом (фиг. 27, в). Причем такой срез не дает возможности видеть соединение нижних частей оторочки с телом мелкозернистых гранитов. Видимо, округлая форма срезов таких пегматитов послужила причиной того, что многие исследователи относят их к камерным, а аплитовидные оторочки считают неотъемлемой частью таких пегматитов (ч. II, гл. 2, а). В отличие от



типичных камерных, бескорневых, пегматиты с оторочкой мелкозернистых аплитовидных гранитов располагаются на границе двух пород, двух тел, одно из которых в основном играет роль вмещающего сосуда, а с другим пегматиты связаны генетически. По этой причине такие пегматиты в отношении пород главного интрузива не могут называться фаціальными. В большей, но также неполной мере они являются фаціальными в отношении пород жильного тела. Поскольку источником вещества этих пегматитов, как и камерных, является гранитный расплав (порода) одного и того же материнского массива, то состав их сходен с составом камерных пегматитов.

Внутреннее строение пегматитов, локализующихся в верхних частях контактов тел жильных гранитов, в целом также аналогично строению камерных пегматитов. Так, они имеют четко выраженную концентрическую зональность. Внутри пегматитов обычно в их верхней части имеются пустоты — занорыши с крупными кристаллами тех же минералов, что и в камерных пегматитах материнского интрузива. Механизм их заполнения подвижными фазами также аналогичен механизму заполнения камерных тел. Этот вывод, в частности, вытекает и из проведенных опытов по моделированию пегматитов (ч. II, гл. 2, г), одни из которых, возникавшие под кристаллической коркой, соответствуют пегматитам



Фиг. 27. Пегматиты в верхних окончаниях апофиз ви- сячего бока тел жильных гранитов в массивах Цент- рального Казахстана: Бек- тауата (а), Кзылтау (б), Кент (в)

Условные обозн. см. фиг. 24

типично камерным, другие, верхним контактом которых была оболочка сосуда, — описываемым пегматитам на контакте внутриинтрузивных тел жильных гранитов. Характер и состав их минерального выполнения оди- наков.

Как показывают наблюдения, и что соответствует теоретической схе- ме, пегматиты могут образовываться в каждом вертикальном выступе, апофизе тел мелкозернистых гранитов. Поэтому с одним и тем же срав- нительно протяженным жильным телом может ассоциировать много обособлений пегматитов. Но реализация освобождающегося объема лишь в локальных участках жильных тел (выпуклости верхнего контакта) спо- собствует тому, что пегматиты, связанные с этими телами, часто срав- нительно крупные, поэтому такие пегматиты представляют иногда больший промышленный интерес, чем камерные. Мы попытались подщи- тать примерное отношение суммарного объема пустот пегматитов к объему отдельных тел жильных гранитов. Судя по наблюдениям над десятками вер- тикальных и других срезов таких тел, объем пустот пегматитов и миарол составляет примерно несколько процентов объема соответствующего жильного тела гранитов. Это находится в близком соответствии с вероят- ной величиной термической усадки гранитного расплава (ч. II, гл. 1, а).

Таким образом, в интрузивах гранитоидов, остывающих в спокойной тектонической обстановке, образуется еще один тип гранитных пегма- титов, связанных пространственно и генетически с описанными жильны- ми инъекциями гранитов, происходящими из внутренних частей материнс- кого массива. Следовательно, рассматриваемые жильные граниты явля- ются поисковым признаком не только на камерные (ч. II, гл. 2, а; гл. 4; ч. III, гл. 4), но и на эти иногда более крупные и ценные в про- мышленном отношении тела пегматитов.

ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ИНТРУЗИВОВ
С КСЕНОЛИТАМИ И ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ.

ОБРАЗОВАНИЕ ПЕГМАТИТОВ

И ДРУГИХ МИНЕРАЛИЗАЦИЙ ОКОЛО КСЕНОЛИТОВ.

ОБРАЗОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛИЗАЦИЙ
ВБЛИЗИ НЕРОВНОСТЕЙ КРОВЛИ ИНТРУЗИВОВ

Если при остывании магматические расплавы и возникающие из них породы уменьшают свой объем, то очевидно и обратное — нагреваемые породы будут увеличиваться в объеме. Так, если в магму попадает кусок вмещающих пород, имеющий температуру меньшую, чем у магмы, он нагревается и соответственно расширяется. Представляется, что в определенных условиях эти противоположные изменения объемов (ксенолитов и окружающего расплава) могут вызывать заметные изменения в строении и вещественном составе пород вблизи и внутри ксенолитов.

Известно, что вблизи ксенолитов силикатных пород, в интрузивах обычно широко развиты минеральные новообразования в виде полевых шпатов, слюд, роговой обманки, апатита и т.д., а вблизи карбонатных — минералы скарнов. Возникновение этих минералов обычно связывают с химическими реакциями, происходящими вследствие неравновесности составов ксенолитов и вмещающих изверженных пород. И это, конечно, справедливо. Однако наряду с подобной минерализацией вокруг ксенолитов очень часто можно видеть изменения, которые не могут быть объяснены только химическими реакциями. Это — местами расплывчатые, а местами четкие явно секущие шлиры и дайки мелкозернистых гранитов, аплитов, пегматитов и т.п., развивающиеся и выклинивающиеся в непосредственной близости от ксенолитов.

Наличие этих даек и шлиров свидетельствует о том, что сравнительно небольшая зона вмещающего ксенолит расплава подвергалась, грубо говоря, растрескиванию с образованием свободного пространства в то время, когда в ближайшем окружении еще существовал жидкий расплав, способный перемещаться и заполнять возникающие трещины.

Возникновение шлиров и даек, а также самих вмещающих их трещин и некоторые другие околоскенолитные изменения можно объяснить механическим взаимодействием нагревающегося и расширяющегося ксенолита и охлаждающегося и сокращающегося в объеме расплава вблизи него.

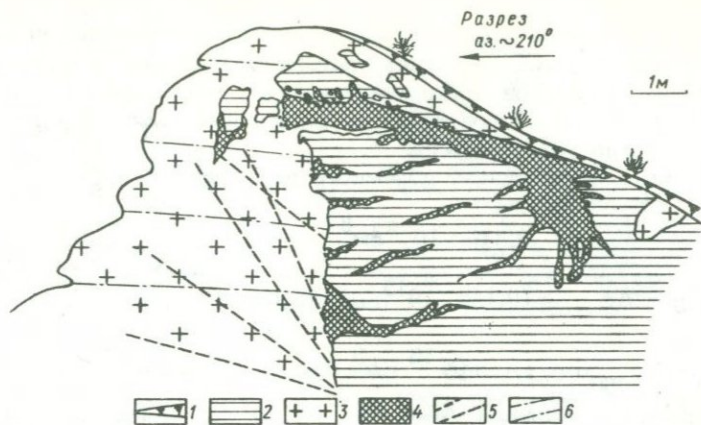
Ввиду сравнительно небольших размеров ксенолитов и того обстоятельства, что они окружены расплавом со всех сторон, их разогревание происходит сравнительно быстро. Максимальные температуры нагрева близки к температурам кристаллизации вмещающих расплавов (Казанли, 1952; Годлевский и др., 1962; Ревердатто, 1962. В этих публикациях см. также ссылки на расчетные данные иностранных авторов). Разогреваясь, ксенолиты отбирают тепло от прилегающего к ним рас-

плава; они играют роль внутренних холодильников, способствующих ускорению кристаллизации. На этом явлении основано регулирование скорости остывания, твердения частей отливок в промышленности, что достигается введением в расплав твердых холодных частиц. Так как гипабиссальные магмы теплом перегрева не обладают (ч. I, е, и), то вокруг ксенолитов могут возникать кристаллические или почти кристаллические корки, в то время как вблизи этих систем еще будет существовать менее дисперсный расплав. В процессе образования такой корки расплав вначале приобретает свойства неньютоновской жидкости. Как отмечалось, такая среда способна при соответствующих механических воздействиях реагировать разрывами сплошности (ч. I, л). Если судить по опытам над водными суспензиями глин, реологические свойства которых сопоставимы со свойствами магматических расплавов в гипабиссальных условиях, то разрывы в последних должны возникать даже при весьма малых скоростях воздействия, порядка нескольких микрон в секунду (Колташев, 1949). Быстрый разогрев ксенолитов и соответствующее термическое расширение их позволяют предполагать, что скорость механического взаимодействия ксенолита с окружающим расплавом может быть достаточной для появления разрывов в структурированной среде, поэтому вокруг ксенолитов вероятны микроразрывы сплошности некоторой локальной зоны окружающей магму даже до ее полного затвердевания.

Но реально существовать в таких условиях ни одна из образующих трещин не сможет. Возникающие избытки пространства обусловят появление определенного разрежения в таких участках. А это приведет к компенсации разрежения за счет перемещения подвижных фаз. В первую очередь это может быть исходный расплав материнского интрузива, окружающий ксенолит и образовавшуюся вокруг него кристаллическую корку. Проникновение расплава в околоскенолитные трещины и обусловит появление вблизи него дайкообразных тел мелкозернистых аллитовидных гранитов.

В некоторый момент термомеханического взаимодействия ксенолита и окружающей его дисперсной магмы преимуществом перемещения станет обладать межзерновой остаточный расплав. Последний должен обусловить появление вблизи ксенолитов пегматитов. Пегматиты могут образовывать самостоятельные тела, а также вследствие продолжающегося расширения одних и тех же зон или трещин, ранее выполненных гранитным расплавом, возникать на продолжении даек аллитовидных гранитов или вдоль них в зависимости от расположения новых трещин. В более поздние периоды описываемого взаимодействия к формирующимся участкам пониженного давления, трещинам, начнет перемещаться более легкоплавкий флюид, наконец, газовая фаза и гидротермальные растворы. Образующиеся в этот период минералы должны быть более богатыми летучими компонентами (вероятны слюды, апатит и т.п.). Как известно, подобные явления обычно и наблюдаются вблизи ксенолитов.

Растворы и содержащиеся в них компоненты будут заимствоваться как из вмещающих интрузивных пород, так и из самого ксенолита. С этих позиций мы вправе ожидать, что состав пегматитов и других позд-



Фиг. 28. Пегматиты и трещиноватость гранитов вблизи ксенолитов глинистых сланцев в массиве Акжайляу, Западный Тарбагатай

1 - почвенно-растительный слой; 2 - ксенолиты сланцев; 3 - граниты; 4 - пегматиты; 5 - трещины, образовавшиеся в результате взаимодействия ксенолитов и вмещающих гранитов; 6 - трещины пластовой отдельности гранитов

них новообразований около ксенолитов будет в общем отличаться от состава пегматитов иного генезиса, развитых в том же массиве, например камерных или связанных с жильными породами. Это обстоятельство отмечается в природе как вполне закономерное. Например, в массиве Акжайляу в Западном Тарбагатае пегматиты, развитые вблизи многочисленных ксенолитов глинистых сланцев и др. (фиг. 28), заметно обогащены слюдами, эпидотом, хлоритом, турмалином, окислами железа, некоторыми сульфидами и др. В пегматитах того же массива, расположенных поблизости, но не связанных с ксенолитами, эти минералы не характерны. Обе группы пегматитов явно отличаются и по внешнему виду. Первые имеют белую или зеленовато-белую окраску, вторые желтовато-розовые.

Вблизи ксенолитов описанным способом образуются довольно крупные промышленные тела пегматитов. В классификации А.И. Гинзбурга (1952) они выделены в особую группу. По А.Е. Ферсману (1940), они могут быть отнесены к пегматитам "линии скрещения".

Можно приблизительно представить объемы возникающих околоскенолитных трещин. Положим, что в интрузив гранитной магмы на глубине 3 км от поверхности земли попал ксенолит песчаника, аналогичный граниту минерального состава. Ксенолит в виде куба со стороной 300 м. Начальная температура вмещающих пород на глубине 3 км, согласно среднему геотермическому градиенту, порядка 100° (примем 120° , так как для этой температуры расчет объемного изменения пород был уже сделан; ч. II, гл. 1, а). Максимальная температура нагрева ксенолита будет стремиться к 650° - температуре окончания кристаллизации магмы (ч. I, е).

Линейное расширение ксенолита вдоль любого направления при нагреве будет равно сумме удлинений слагающих ксенолит минералов. Так как состав минералов ксенолита такой же, какой принят для гранитов в ч. II, гл. 1, а, то его линейное расширение можно высчитать последовательно по (5), (8), (7).

Из (5) узнаем коэффициент объемного расширения:

$$\beta = \frac{V_{120^{\circ}} - V_{650^{\circ}}}{V_{650^{\circ}} \cdot \Delta t} = \frac{1,416 \cdot 10^{15} \text{ см}^3}{70,142 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 \cdot (650^{\circ} - 120^{\circ})} = 4 \cdot 10^{-5} \frac{1}{\text{град}}.$$

Здесь $V_{120^{\circ}} - V_{650^{\circ}} = 1,416 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$ — сумма объемных изменений минералов породы в интервале $\Delta t = 650^{\circ} - 120^{\circ} = 530^{\circ}$. Данные об объемных изменениях минералов см. ч. II, гл. 1, а; $V_{650^{\circ}}$ — исходный объем породы.

Из (8) получим коэффициент линейного изменения размеров вещества ксенолита:

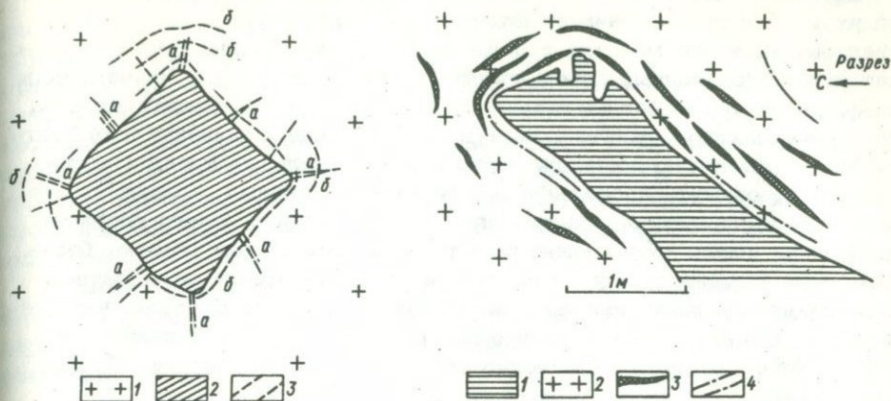
$$\alpha = \frac{\beta}{3} = \frac{4 \cdot 10^{-5} \frac{1}{\text{град}}}{3} = 1,3 \cdot 10^{-5} \frac{1}{\text{град}}$$

Из (7) — длину стороны ксенолита после нагрева на 530° : $l_{650^{\circ}} = l_{120^{\circ}} (1 + \alpha \cdot \Delta t) = 3 \cdot 10^4 \text{ см} (1 + 1,3 \cdot 10^{-5} \frac{1}{\text{град}} \cdot 530^{\circ}) = 30207 \text{ см}$. Начальная длина $l_{120^{\circ}} = 300 \text{ м}$, удлинение 207 см.

В ранней публикации (Осипов, 1969) принципиально аналогичный расчет был сделан путем суммирования линейного расширения минералов ксенолита того же состава в интервале температур $100-600^{\circ}$. Удлинение стороны ксенолита длиной 300 м составило 193 см.

Как выше отмечалось (ч. II, гл. 1, а), средний коэффициент термического расширения гранитов в интервале $100-500^{\circ}$ составляет $\alpha = 1,2 \cdot 10^{-5} \frac{1}{\text{град}}$. Расчет по (7) удлинения того же ксенолита в случае $\alpha = 1,2 \cdot 10^{-5} \frac{1}{\text{град}}$ дает 144 см. Если бы температурный интервал был таким же, какой принимается в нашей схеме, то величина удлинения была бы вполне сопоставима с вычисленными.

Для оценки величины сокращения окружающей ксенолит магмы будем также исходить из тех же данных (о фазовом и минеральном составе расплава, о температурном интервале охлаждения его), что и в ч. II, гл. 1, а. Согласно сделанным расчетам, изменение объема гранитной магмы в интервале $900-650^{\circ}$ составляет 6,472% исходного объема. Уменьшение объема гранитов в период охлаждения после затвердевания ($650-120^{\circ}$) составляет только 1,91% исходного объема. Очевидно, что уменьшение объема прилегающей к ксенолиту магмы будет



Фиг. 29. Схема расположения трещин контракции вблизи ксенолита в интрузиве

1 - интрузив; 2 - ксенолит; 3 - трещины

Фиг. 30. Трещинные жилоподобные пегматиты вблизи верхней части ксенолита сланцев в гранитах массива Кент, Центральный Казахстан

1 - сланцы; 2 - граниты; 3 - пегматиты; 4 - трещины

происходить в основном в начальный период их взаимодействия, т.е. при охлаждении еще жидкого (дисперсного) расплава и в процессе его кристаллизации. После выравнивания температур магмы и ксенолита (видимо, это будет иметь место в посткристаллизационный период) вследствие идентичности составов интрузива и ксенолита термические изменения их объемов будут однозначны и синхронны.

Если 1,91% изменения объема некоторого тела соответствует линейному изменению его в виде появления "трещин" общим зиянием ~2 м, то соответственно объемные изменения того же тела на 6,472% должны обусловить появление "трещин" зиянием 6,77 м ≈ 7 м. Следовательно, общий избыток пространства вдоль любого ребра принятого ксенолита в период до полного отвердевания расплава составит примерно 2 + 7 ≈ 9 м.

Таким образом, можно схематично представить, что по нормали к каждому из ребер (и граней) кубического ксенолита в стороны от него образуются трещины (системы трещин) шириной вблизи ксенолита примерно по 9 м (фиг. 29,а). Так как появление каких-либо разрывов в этот период возможно только в сравнительно неширокой зоне затвердевшей или почти затвердевшей магмы, то указанные трещины или ослабленные микроразрывами зоны также будут простирались лишь на незначительное расстояние от ксенолита, затухая в менее дисперсном, жидком расплаве. Поэтому все новообразования, связанные с этими трещинами, могут наблюдаться только в непосредственной близости от ксенолита (фиг. 28, 30).

Если ксенолит и вмещающий его интрузив имеют разные составы, то их механическое взаимодействие будет продолжаться и после затвердевания всего массива и даже до его полного охлаждения. Следовательно, высчитанный объем трещин не будет пределом. Причем, если коэффициент термического изменения объема пород ксенолита меньше, чем у вмещающих гранитов, то и в этом периоде инородное тело явится жестким упором, причиной образования радиальных трещин, которые могут служить продолжениями радиальных трещин, возникших еще в стадию жидкостного, пластичного состояния окружающего расплава. Ксенолиты пород, обладающие термическим изменением объема, большим, чем у гранитов, будут после уравнивания температур и затвердевания вмещающего расплава сокращаться в объеме быстрее, чем гранитоиды. Более быстрое сокращение ксенолита обусловит появление вокруг него (но преимущественно сверху) концентрических трещин (фиг. 29,б).

Реальное расположение трещин вследствие наложения температурных полей интрузива в системы ксенолита, неправильной конфигурации ксенолитов, воздействия гравитационных сил, даже в интрузивах, формирующихся в спокойной тектонической обстановке, будет чаще более сложным, что обусловит и столь же сложное распределение вещественных новообразований.

Ксенолиты с термическим сокращением, большим, нежели у вмещающих пород, после затвердевания массива окажутся в зоне пониженного давления целиком, поэтому проникновение подвижных фаз будет происходить и в сам ксенолит. Это вызовет образование минеральных агрегатов по трещинам в ксенолите, образование порфириобласт в его породах (калишпата, биотита, апатита и др.) и т.п.

Описанные трещиноватость, минеральные новообразования вблизи и внутри ксенолитов практически можно наблюдать в разной степени выразительности около любого более или менее крупного ксенолита. Большое число таких ксенолитов разного состава в различных гранитоидах автору приходилось видеть во многих районах: Казахстан, Алтай, Урал, Кавказ, Забайкалье.

В 1962 г. в карьерах Магнитогорского месторождения нами изучались ксенолиты мраморизованных известняков в массиве гранитоидов. Интересно, что в участках ксенолитов, расположенных в стороне от трещин, минеральные новообразования очень незначительны. Вокруг ксенолитов образуются лишь маломощные (до 1 см) реакционные каймы существенно гранатового скарна. Оруденению такие ксенолиты не подвергаются. Большие объемы минеральных (скарновых и железорудных с сульфидами) новообразований возникают только около тех ксенолитов или их частей, где располагаются трещины. Вблизи сравнительно крупных тектонических нарушений ксенолиты мраморов замещаются целиком.

Закономерная приуроченность минерализаций к ксенолитам известняков или их участкам, захваченным процессами трещинообразования, отмечалась многими исследователями, в частности Ф.И. Вольфсоном (1955).

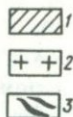
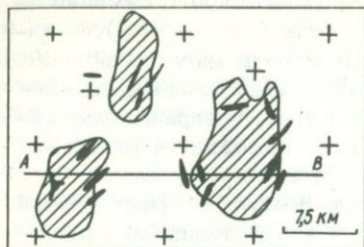
Эти примеры свидетельствуют о том, что химическое взаимодействие даже такой активной породы, как известняк (или мрамор), с интрузивами гранитоидов малых глубин, в том числе в магматическую стадию их становления, не приводит к существенным изменениям. Заметную роль играет лишь термическое воздействие, превращающее известняк в мрамор. Следовательно, перемещение вещества в магме не происходит по всей ее массе (например, диффузионным путем; ч. II, гл. 2,6), а становится возможным только при появлении трещин-путей проникновения минералообразующих растворов и вмещающих минеральных новообразований.

Близкая картина возникает при взаимодействии интрузивов с вмещающими породами в случае неровной поверхности контакта. Такая поверхность обеспечивает необходимое сцепление интрузива и пород обрамления.

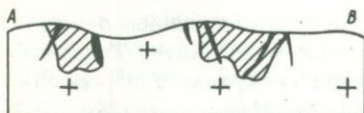
Мы говорили (ч. II, гл. 3), что наглядными объектами такого взаимодействия являются выступы кровли в тело интрузива. В этом случае магматический расплав, а позже затвердевшие гранитоиды, сокращаясь в объеме, встречают сопротивление выступа, поэтому должны испытывать растяжение. Породы выступа, разогреваясь, в свою очередь расширяются. Сложение этих двух противоположно направленных движений, а также гравитационное оседание магмы приводят к возникновению разрывов в магматическом теле. Принципиально возможно развитие радиальных и концентрических конформных линий контакта разрывов. Разрывы могут распределяться относительно равномерно вблизи выступа, но в силу разных причин они чаще локализируются в наиболее благоприятных сечениях. Поэтому вышеописанные жилоподобные пегматиты (ч. II, гл. 3), а также другие минерализации вблизи таких выступов обычно возникают не повсеместно, а локально. Естественно, что степень механического взаимодействия между интрузивом и вмещающими породами будет больше в случае глубоких выступов.

Изложенное позволяет считать, что неровности кровли перекрывающих интрузивы пород, как и ксенолиты, являются благоприятными участками для возникновения минерализаций. Вследствие длительности взаимодействия интрузива и вмещающих пород минерализации могут возникать в течение продолжительного времени и в соответствии с изменением физико-химической обстановки быть различными. Так, наряду с вышеописанными жилоподобными пегматитами, образующимися в магматическую стадию становления интрузивов, в соответствующих участках могут позже возникать скарны, грейзены, гидротермальные жилы и т.д. Метасоматические процессы еще больше усложняют картину минералообразования, увеличат размеры минеральных тел.

Примеры таких взаимоотношений хорошо известны (фиг. 31). Подобная картина описана, например, Н.Д. Ушаковым (1952). На основании многолетнего изучения месторождений он пришел к выводу, что при наличии протяженных контактов гранитоидов даже с такими химически активными породами, как мраморы и доломиты, скарны, грейзены и рудная минерализация возникают далеко не всегда и не везде, а лишь в углублениях поверхности магматических тел, где в грани-

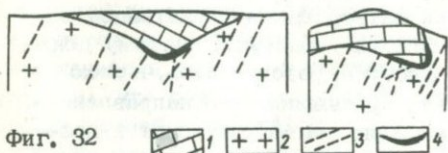


Фиг. 31. Выступы вмещающих пород (1) в тело интрузива гранитоидов (2), вблизи которых локализуются рудные месторождения (3) (Эммонс, 1933)



Фиг. 31

Фиг. 32. Локализация скарнов, грейзенов и рудных тел в прогибах поверхности интрузивов гранитоидов в местах наибольшего количества трещин, "рудоподводящих каналов"



Фиг. 32

1 - мраморы; доломиты; 2 - гранитоиды; 3 - трещины; 4 - скарны, грейзены, рудная минерализация (Ушаков, 1952)

тогда устанавливается наибольшее количество трещин - "рудоподводящих каналов" (фиг. 32).

Этот пример также подтверждает наши выводы (ч. II, гл. 2, б) о том, что скарно-, грейзено-, и рудообразующие растворы не могут свободно проникать сквозь интрузивы гранитоидов по всей их массе в жидкостный период их существования. Ведь, если предположить, что растворы вследствие диффузии или гравитационного подъема свободно поступали из глубины магматических тел к верхним контактам, то они не могли бы концентрироваться в вогнутостях поверхности контакта, а были бы распространены более равномерно. Мы снова приходим к выводу, что для перемещения растворов внутри интрузива и выхода их за пределы магматического тела необходимы тектонические нарушения - проводники. Поскольку последние возникают только с момента приобретения расплавом свойств твердообразной среды (ч. I, л) и позже, то и подобные перемещения минералообразующих растворов возможны в заметных масштабах только после начала отвердевания plutonov.

С изложенных позиций скопления ксенолитов в интрузивах могут являться еще более благоприятными участками для возникновения минеральных новообразований. Например, в случае развития вытянутых цепочек ксенолитов, что легко достижимо вследствие частых линейных структур залегания вулканогенно-осадочных слоистых толщ и внедрения магмы по трещинам, общее вероятное направление зоны трещиноватых пород интрузива будет совпадать с направлением цепочек ксенолитов. Таким образом может возникнуть тектоническая зона, суммарный объем освобождающего пространства которой сопоставим с объемом промышленных рудных тел.

Если возникающая система трещин не выходит за пределы интрузива, то воздействие собирательного механизма ограничивается вытягиванием в образующееся пространство лишь продуктов самого интрузива и ксенолитов. В таких (наиболее многочисленных) случаях и возникают вышеописанные дайки пород близкого к материнским состава, пегматиты и т.п. Если трещины выходят за пределы интрузива, то в них могут возникать новообразования, генетически не связанные с данным интрузивом. Обычно при наличии в интрузивах крупных вытянутых скоплений ксенолитов в этих зонах фиксируются как продукты самого интрузива и ксенолитов, так и продукты более глубинных источников (руды, дайки). Это обусловлено еще и тем, что интрузивы сами внедряются по разломам, и ксенолиты фиксируют их направление. Последующие тектонические подвижки охотнее реализуются в виде подновления старых ослабленных зон.

Примерами зон развития вытянутых скоплений ксенолитов и приуроченного к ним оруденения в интрузивах гранитоидов могут служить месторождения Малый Куйбас (Магнитогорское рудное поле), Каменское (Кличкинское рудное поле) и др. Подробные описания таких взаимоотношений можно найти в литературе (Мазурин, 1956; Штейнберг, 1958; Архангельская, 1963).

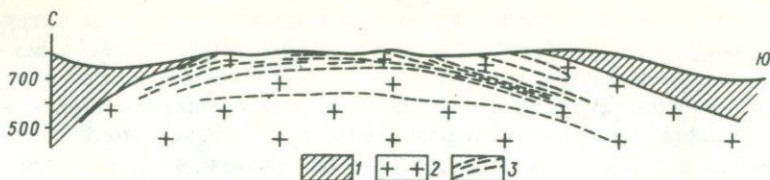
В целом необходимо констатировать, что наличие ксенолитов и выступов кровли в интрузивах весьма благоприятный поисковый признак на рудную минерализацию, что эмпирически было установлено уже давно и с успехом использовалось в добывающей промышленности.

Глава седьмая

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖИЛ В ИНТРУЗИВАХ ГРАНИТОИДОВ

Выше мы рассматривали процессы, связанные с термической усадкой интрузивов в основном в период до их полного отвердевания, т.е. в магматическую стадию. Но охлаждение плутонов и уменьшение объема продолжается и после стадии их магматического развития вплоть до окончательного остывания. Соответственно и в этот период возникают свои структурные изменения и минеральные новообразования. Так как остывание и отвердевание интрузивов происходят постепенно, то соответственно постепенно изменяются характер элементов структур и минерализаций. После отвердевания плутона деформациям подвергаются уже хрупкие породы, поэтому в них образуются типичные трещины. Многие из них минерализуются и представляют практический интерес. Они бывают превращены в зоны грейзенизации, гидротермальные рудные жилы и т.п.

Мы рассмотрим формирование лишь некоторых трещин и выполняющих их минеральных новообразований этого периода, а именно — пологих обычно замкнутых прикупольных внутригранитных трещин и срав-



Фиг. 33. Расположение пологих прикупольных внутриинтрузивных трещин в массиве гранитов на месторождении Циновец (Циннвальд) в Рудных Горах

1 - вмещающие породы (Крейтер, Красников, 1947); 2 - граниты; 3 - трещины

нительно крутопадающих трещин, развивающихся по периферии куполовидных выступов интрузивов. Примерами такого расположения трещин в интрузивах могут служить гранитный купол известного месторождения Циновец (Циннвальд) в Рудных горах (фиг. 33), меньший, но типичный купол месторождения Спокойного в Восточном Забайкалье (фиг. 34) и др. Прикупольные субгоризонтальные трещины, превращенные в зоны грейзенов, описаны в работе Ф.И. Вольфсона (1955). Ряд гранитных куполов Забайкалья с пологими зонами грейзенов и другими особенностями минерализации описан Е.И. Долмановой (1959). Аналогичную или близкую по механизму образования картину мы видим в упоминавшемся малом теле гранитов (см. фиг. 26, г).

Механизм образования трещин внутри плутонов в литературе обсуждался широко. Известны работы Г.Клооса, Болка, Н.А. Елисеева и многих других исследователей. Правда, в большинстве исследований авторы касаются в основном процессов появления более широко развитых нарушений, например, трещин систем Q, S, L (по Г.Клоосу). Рассматриваемые нами трещины формируются только в локальных участках магматических тел, количество их невелико. Видимо, поэтому им уделялось значительно меньше внимания, изучены они хуже.

По поводу образования внутрикупольных пологих трещин в интрузивах гранитоидов Н.А. Елисеев в 1953 г. писал: "Теоретические причины возникновения таких трещин не объяснены и не совсем ясны" (стр. 25). Как представляется, их появление и дальнейшее развитие удовлетворительно объясняется процессами термического сокращения объема магматических тел, спецификой проявления этих процессов в условиях куполовидных выступов. Такое объяснение их происхождения наряду с другими трещинами сделано для интрузивов Центрального Казахстана Т.М. Лаумулиным (1962), Восточного Забайкалья Е.И. Долмановой (1959 и др.) и Е.П. Малиновским (1965) и другими исследователями. Мы детализируем механизм их генезиса.

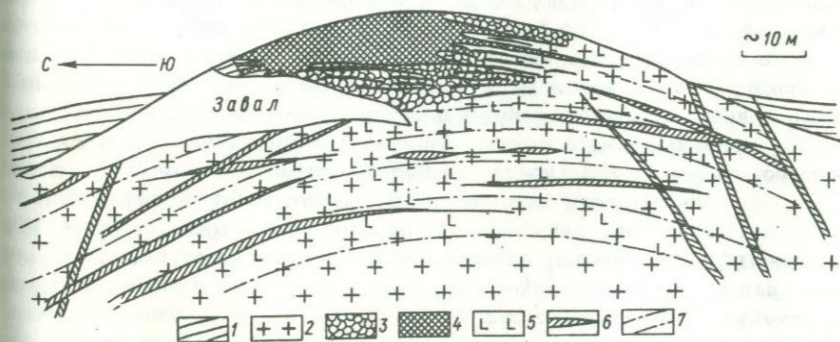
Оба типа рассматриваемых трещин образуются в основном в интрузивах малых глубин, формирующихся в спокойной тектонической обстановке, и по времени своего появления очень близки. Рассмотрим механизм возникновения крутопадающих нарушений.

Выше отмечалось, что остывание интрузива наряду с появлением внутри него усадочных пустот приводит и к уменьшению его внешних размеров (ч. II, гл. 1, б). Для таких крупных масс уменьшение объема не может происходить в виде плавного опускания всей поверхности как единого целого без нарушения ее сплошности. Более вероятно опускание ее в виде отдельных блоков, ограниченных разломами. Это соответствует многочисленным наблюдениям в природе и может рассматриваться как известный установленный факт, одно из проявлений автотектоники, связанной с термической контракцией массива.

Если поверхность интрузива неоднородна по своим механическим свойствам, то разломы, ограничивающие блоки, будут возникать также неравномерно, приурочиваясь к ослабленным местам и обходя наиболее жесткие части. В пределах поверхности, имеющей хорошо выраженные куполовидные выступы, последние представляют собой наиболее консолидированные, механически устойчивые участки. Их механическая устойчивость обуславливается относительно быстрым охлаждением (затвердеванием) и формой.

О сравнительно быстром затвердевании выступов интрузивов говорилось выше (ч. II, гл. 2, в). Это происходит вследствие ускоренной теплоотдачи в выступающих частях поверхности остывающих магматических тел. Поэтому в куполовидных выступах наиболее быстро образуется твердая кристаллическая корка, обеспечивающая их прочность. Наименьшая толщина корки будет фиксироваться в углублениях поверхности плутона, в том числе у подножий куполовидных выступов.

Повышенная прочность куполов будет определяться также их формой, сходством с аркообразными конструкциями, вещество которых работает в основном на сжатие, в то время как в других участках поверхности плутона имеют место и растягивающие усилия.



Фиг. 34. Пегматитовое тело, сопровождаемое интенсивной грейзенизацией, и кварцевые жилы в приповерхностной части купола интрузива гранитов (Рудник Спокойный, Восточное Забайкалье, 1955 г.)

1 - метаморфизованные сланцы; 2 - граниты; 3 - существенно полевошпатовая крупноблоковая зона пегматитового тела; 4 - кварцевое ядро пегматитового тела; 5 - полосчатые грейзены, 6 - кварцевые жилы; 7 - трещины пластовой отдельности

Таким образом, при разламывании кристаллической корки интрузива, имеющего куполовидные выступы, последние будут подвержены такого рода деформациям в наименьшей степени. Они могут оседать целиком, по разломам, ограничивающим купола с боков. Так могут возникать сравнительно крутопадающие трещины в боковых окончаниях и на склонах куполов, многие из которых способны вмещать различные минерализации. Во многих случаях у подножий куполов, являющихся выступами кровли в тело интрузива, будут возникать деформации и по схеме, описанной в ч. II, гл. 6. Они еще более усложнят общую картину нарушений.

Если трещины доходят до расплава внутренних еще не затвердевших частей интрузива, то этот расплав проникает по ним и образует в области контакта массива грибообразные тела жильных гранитов, например, дополнительных интрузивов по классификации В.С. Коптева-Дворникова (1952). Это явление в реальной природной обстановке наблюдается часто. Расплав выходит за пределы интрузива, мы касаемся процесса, происходящего вне первичных границ магматического тела.

Если такие трещины не получают сообщения с расплавом внутренних частей интрузива, то они минерализуются другими продуктами. В них могут возникать пегматиты, грейзены, гидротермалиты. Поэтому участки перегибов поверхности интрузивов у подножия куполов являются благоприятными местами для возникновения рудных залежей и им необходимо уделять внимание.

Рассмотрим механизм образования трещин второго из отмеченных типов — пологих внутригранитных трещин.

Эти трещины локализируются в самых верхних частях гранитных куполов, с глубиной количество их и размеры уменьшаются (фиг. 33, 34). Трещины приблизительно повторяют конфигурацию поверхности интрузива и наклонены всегда к его периферии. Углы падения обычно незначительны вплоть до горизонтального залегания. Если в куполе интрузива имеются трещины горизонтальные и наклонные, то первые образуются несколько раньше, они чаще пересекаются наклонными трещинами. Последними из рассматриваемой группы нарушений образуются достаточно изученные трещины отдельности, наиболее протяженные и согласные конфигурации поверхности плутона. Они пересекают более ранние субгоризонтальные внутрикупольные трещины под острыми углами. Для субгоризонтальных трещин, превращенных в гидротермальные жилы, это можно видеть в основном вблизи склонов куполов, где такие жилы, как и пластообразные жильные граниты (ч. II, гл. 4), не изменяя залегания, выклиниваются, а трещины отдельности погружаются, следуя конфигурации купола.

Таким образом, возникновение трещин рассматриваемой группы происходит в последовательности от горизонтальных к куполообразным. Причем этот процесс смены нарушений разного залегания происходит постепенно, преемственно.

Многие из трещин подвергаются обработке минералообразующими растворами и превращаются в жильные тела. Но некоторые остаются сомкнутыми. Степень раскрытия трещин и вероятность выполнения их

минеральными новообразованиями также закономерно изменяются, постепенно уменьшаясь от ранних к поздним.

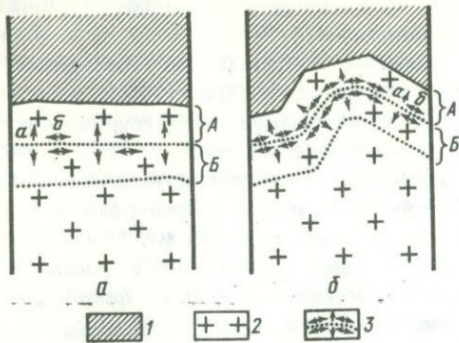
Описанная схема возникновения пологих трещин разного залегания в куполах интрузивов, а также процессы их минерального выполнения вполне закономерны и объяснимы с позиций механизма затвердевания и термического сокращения объема магматических тел.

Мы отмечаем возможность возникновения в кристаллизующихся расплавах так называемых горячих трещин (ч. I, м), а также реальность появления таких трещин и в природных условиях (ч. II, гл. 3, 4). Было показано, что в больших объемах остывающих магматических расплавов, какими являются интрузивы, происходит оседание "мостов" закристаллизовавшихся или почти закристаллизовавшихся пород и выполнение возникающих полостей расплавом. Так образуются некоторые тела жильных гранитов. Такие полости отслоения в условиях больших объемов магматических тел должны иметь горизонтальное направление. Это закономерно в период магматической стадии формирования внутренних частей plutонов — оседающий расплав старается образовать горизонтальную поверхность, "зеркало", поэтому тела жильных гранитов, выполняющих эти полости, часто имеют горизонтальное залегание. Дойдя до периферии интрузива, они выклиниваются. Это происходит потому, что вокруг интрузива уже имеется вполне твердая кристаллическая корка, в пределах которой механизм гравитационного горизонтального отслоения уже практически невозможен (см. фиг. 24, б).

Если возникающая полость отслоения не получает сообщения с ниже расположенным исходным расплавом интрузива, то вполне вероятно ее заполнение следующей в ряду возникающих в результате дифференциации подвижных фаз. В этом случае такая трещина также будет иметь приблизительно горизонтальное залегание, но минеральное выполнение ее будет другим. Она может быть превращена в жилоподобное пегматитовое тело, а еще позже в кварц-полевошпатовую и, наконец, в типичную гидротермальную (чаще всего в кварцевую) жилу.

Поскольку образование этих трещин определяется тем же механизмом термического сокращения объема материнских интрузивов, то и они могут образовывать своеобразные этажи, в пределах которых должны отмечаться максимумы количества нарушений. Это в свою очередь может обусловить повторение в разрезе интрузива "этажей" минерализованных участков. Как известно, такая этажность в развитии минерализаций во многих куполообразных интрузивах наблюдается довольно часто.

Когда же в процессе остывания весь интрузив или значительная верхняя часть его превратится в твердую породу, гравитационное оседание с образованием субгоризонтальных поверхностей станет невозможным. Напряжения, обусловленные термическим сокращением объема, распределятся по-иному. Они приведут к появлению других дислокаций — конформных куполообразной поверхности интрузива типичных трещин пластовой отдельности. Процесс остывания и перехода магмы из жидкого состояния в твердое длительный и постепенный, следовательно, развитие, смена напряжений и дислокаций будут также постепенными. При развитии конформных трещин вследствие отсутствия относительно свободного оседания пород раскрытие их будет затруднено, поэтому бу-



Фиг. 35. Схема развития напряжений контракции в эндоконтакте затвердевшего интрузива, приводящих к появлению трещин, конформных поверхности plutона (трещины пластовой отдельности)

1 - вмещающие породы; 2 - интрузив; 3 - направление напряжений и трещин

дет уменьшаться и вероятность выполнения их минеральными новообразованиями. Наиболее типичные из таких трещин - трещины отдельности бывают чаще всего сомкнутыми и лишенными минерализации.

Рассмотрим, как возникают напряжения, приводящие к появлению конформных трещин, например, трещин пластовой отдельности.

При последовательном характере остывания (ч. I, м; ч. II, гл. 2, в) те участки уже затвердевших пород, которые располагаются ближе к контакту с вмещающей средой, остывают быстрее. Соответственно этому происходит и более быстрое сокращение их объема. Так, если мы выделим в области эндоконтакта интрузива какой-то элементарный участок и в пределах него два слоя, параллельных контакту (слои А и Б фиг. 35, а), то за одно и то же время первый ближний к контакту слой А сократится в объеме больше. Объемные изменения трехмерны. Следовательно, выделенные слои будут сокращаться по вертикали в направлении, перпендикулярном плоскости чертежа и параллельно ему. Сокращение длин по вертикали вызовет появление напряжений отрыва слоев (силы а). Более быстрое сокращение ближнего к контакту слоя в горизонтальном направлении вызовет появление касательных напряжений б.

Нормальные и касательные напряжения, действующие на разноориентированных участках контакта, будут соответственно изменять свое направление (фиг. 35, б). Поэтому линия концентраций напряжений между такими слоями будет в целом повторять конфигурацию поверхности остывающего тела. Вследствие этого и возникнут трещины пластовой отдельности, согласные с формой поверхности интрузива. Естественно, что если в пределах склона интрузивного купола имеются какие-то элементы (структурные, вещественные), возникшие раньше формирования конформных куполу трещин, то последние будут пересекать эти ранние новообразования. Примеры этого явления даны на фиг. 24, б-в, 27, а-б, где трещины отдельности пересекать субгоризонтальные пластообразные и ветвящиеся тела мелкозернистых гранитов дополнительных инъекций и связанные с ними пегматиты. На фиг. 34 трещины отдельности пересекать гидротермальные жилы.

По мере удаления от контакта в глубь интрузива скорость остывания слоев пород будет уменьшаться, и на каком-то расстоянии последовательный характер охлаждения сменится объемным (ч. I, м; ч. II гл. 2, в), разницы скоростей остывания и сокращения объема слоев не будет. По

этой причине возможность возникновения трещин отдельности уменьшится. Это будет выражаться как в сокращении общего количества трещин (расстояния между ними увеличатся), так и в степени их оформленности. Как известно, это положение хорошо подтверждается наблюдениями над конкретными интрузивами. Мощностъ пластов отдельности всегда меньше в контактовых частях плутонов. Там же породы легче распадаются на плитки, что указывает на большую оформленность трещин. Во внутренних частях интрузивов явных трещин может не быть, хотя породы вдоль соответствующих направлений (скрытых трещин) будут раскалываться значительно легче. Это свойство пород издавна используется камнетесами. Надо сказать, что относительные перемещения слоев пород интрузива вдоль потенциальных поверхностей отдельности будут в общем незначительными, явлений смещений мы можем не увидеть. Расчет показывает, что даже вблизи контакта сравнительно высокого, т.е. быстро охлаждающегося купола интрузива, скорости уменьшения длин слоев на расстояниях фиксируемой мощности отдельности не могут привести к визуально определяемым сдвиговым нарушениям. Кроме того, эти движения мы не можем видеть и по причине того, что при окончательном охлаждении плутона близко расположенные слои приобретают равную температуру. Если и были какие-то сдвиги, они должны были бы компенсироваться обратными движениями, поэтому в целом процесс образования пластовых трещин отдельности — это процесс зарождения и длительного существования напряжений. Кристаллизующаяся магма, а позже порода не всегда реагируют на эти напряжения разрывами. Тот факт, что такие напряжения существуют, заставляет вещество все время релаксировать так, что вдоль соответствующих поверхностей происходит приспособление минералов и их решеток к специфическому режиму и вызывает возникновение линейных зон аномальных механических свойств.

Таким образом, смена режима остывания пород с последовательного на объемный по мере удаления от контакта интрузива оказывает влияние на степень оформленности, замкнутости описываемых трещин и в конечном счете на возможность их выполнения минеральными новообразованиями. Поэтому трещины отдельности более часто имеют гидротермальную минерализацию только в относительно высоких частях магматических тел.

Представляет интерес механизм минерализации субгоризонтальных внутрикупольных трещин. Он отличается от механизма выполнения минералами пегматитов, так как происходит только в постмагматическую стадию. С другой стороны, локальный характер и замкнутость трещин не позволяют предположить их выполнение способом, какой можно полагать в протяженных разветвленных системах нарушений, где вероятна длительная циркуляция сравнительно больших объемов растворов. Такой приток растворов можно предполагать лишь для некоторых, обычно относительно ранних из описываемых трещин, для которых устанавливаются пути движения растворов, уходящие в глубь интрузива. Эту картину можно видеть, например, при образовании этажных зон при грейзенизации. В данном случае субгоризонтальные трещины в процессе приоткрывания представляют собой участки пониженного давления. Естественно, что в

них устремляются мобильные фазы с глубины по вертикальным проводникам. Если система проводников достаточно плотна, то процессу грейзенизации может подвергнуться вся масса пород гранитного купола. Такую картину можно наблюдать на некоторых гранитных куполах Восточного Забайкалья и в других местах.

Боле поздние гидротермальные, например кварцевые жилы, часто замкнуты и уже не имеют таких путей сообщения с нижележащими частями гранитов. Их выполнение за счет "проходящих" растворов объяснить трудно. Выполнение таких замкнутых трещин удовлетворительно объясняется механизмом переотложения вещества, аналогично описанному при формировании полостей пегматитов (ч. II, гл. 2, а). Изолированная и приоткрытая локальная трещина, находящаяся в твердых, но еще горячих породах, так же как и полость внутри пегматита, уподобляется автоклаву. В период ее открывания, когда сказывается существующее в ней разрежение, обуславливающее приток растворов и относительно быстрое и неупорядоченное выпадение минерального вещества, вероятно образование сравнительно плотного минерального агрегата и отсутствие хорошо ограниченных чистых индивидов. Последние образуются позже в более свободных условиях на стенках внутрижильных пустот за счет переотложения вещества окружающих пород.

При этом существенное значение имеет степень концентрированности растворов. Как известно, она может быть весьма велика. Так, Г.Г.Леммлейн (1950) показал, что в растворах газовой-жидких включений в кварце гидротермальных жил содержание кремнекислоты может приближаться к 25%. Как говорилось выше (ч. II, гл. 2, в), Г.Г.Леммлейном, М.О.Клией и И.А.Островским (1962) было показано, что при образовании топазов в пегматитах среда содержала более 50% SiO_2 и до 15% топаза. Кроме того, в ней присутствовали другие компоненты. Как можно видеть, концентрация растворов была значительной. Такие растворы могут приобретать коллоидное строение, что устанавливается находками метакolloидных минеральных образований и подтверждается экспериментально (см. опыты А.И.Захарченко; ч. II, гл. 2, в).

Надо сказать, что о возможности существования гидротермальных коллоидных растворов говорилось давно (Boydeff, 1925; Lindgren, 1937; Шадлун, 1942; Грушкин, Хельвас, 1951; Радкевич, 1952; Бетехтин, 1955; Чухров, 1955; Карякин, 1958 и др.).

Наибольшее внимание этому вопросу уделили А.Г.Бетехтин (1955) и Ф.В.Чухров (1955). Ими наиболее полно и убедительно показаны возможности существования коллоидных минералообразующих растворов и гелей в широком диапазоне температур и давлений в геологических процессах земной коры. Как указывает Ф.В.Чухров, высокие температуры постмагматических процессов не позволяют сохраняться реликтам коллоидного минералообразования (их можно видеть при сравнительно низкотемпературных процессах), тем не менее реальность коллоидных растворов вполне вероятно даже для высоких температур.

Выполнение рассматриваемых замкнутых прикупольных трещин в интрузивах гранитоидов за счет переотложения вещества вмещающих пород подтверждается часто наблюдаемыми явлениями выщелачивания, увеличения пористости окружающих гранитов.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ПОВОДУ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ КУПОЛОВ ИНТРУЗИВОВ ГРАНИТОИДОВ, ОСТЫВАЮЩИХ В СПОКОЙНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ

Все изложенное выше показывает, что купола интрузивов, остывающих в относительно спокойной тектонической обстановке, являются весьма благоприятными участками для возникновения различных структурных и вещественных новообразований. Причем этот процесс начинается еще в магматическую стадию формирования плутонов и заканчивается с их окончательным остыванием, происходит он в целом последовательно и преемственно. Длительность остывания магматических тел, постепенная смена жидкостного периода становления интрузивов периодом остывания в твердом состоянии определяет возникновение разных по способу формирования, форме, составу и другим свойствам новообразований. Этим же определяется принципиальная возможность их взаимопереходов. Наложение их друг на друга обуславливает сравнительно большую насыщенность гранитных куполов разновременными минерализациями. Ниже мы рассмотрим механизм возникновения минеральных новообразований и в плоскости верхнего контакта таких куполов (ч. III, гл. 2); подобные участки интрузивов представляют значительный интерес с практической точки зрения, им справедливо уделяется большое внимание.

В литературе приводятся различные объяснения такой минерализации куполов. В абсолютно подавляющем большинстве случаев причину насыщения куполов минеральными новообразованиями видят в гравитационном подъеме легкоплавких и летучих соединений во все периоды становления интрузивов. Нельзя не согласиться, что такой механизм очень подкупает своей кажущейся простотой и реальностью. Однако при детальном подходе можно увидеть немало геологических особенностей, которые не могут быть объяснены таким способом. Привлечение механизма гравитации затруднено и с точки зрения физики процесса. Именно с этими трудностями приходится сталкиваться при попытке объяснения генезиса камерных пегматитов.

Известны публикации, пропагандирующие точку зрения о том, что гравитационный подъем летучих обедняет нижние и внутренние части интрузивов, поэтому они кристаллизуются, затвердевают быстрее, чем верхние, куполовидные. Это утверждение выглядит необоснованным. Охлаждение при прочих равных условиях происходит быстрее в тех участках остывающего тела, где больше теплоотдача. Теплоотдача интрузивов больше в их краевых и особенно верхних частях, соприкасающихся с особенно холодными и влагонасыщенными породами (ч. II, гл. 2, в). С этих позиций опережающее отвердевание внутренних частей интрузивов невозможно.

Выше было показано, что механизм подъема каких-то выделявшихся фаз в условиях интрузивов гранитоидов малых глубин заметной роли не играет (ч. II, гл. 2, б). В частности, против него свидетельствует факт минерализации только локальных участков эндоконтакта интрузивов. Ведь если допустить свободный подъем каких-то фаз или соединений в магме и породе, то подобную куполам картину минерализации мы должны были бы наблюдать в любой точке верхнего контакта любого плутона. Этого в действительности нет. Собственно магматическую кристаллизацию в куполах интрузивов гранитоидов завершают тела пегматитов. Эти тела локальные, окруженные обычной породой, в куполе они занимают разные гипсометрические уровни. Если бы гравитационный подъем летучих действительно имел место, и затвердевание всей внутренней части купола происходило одновременно, то это привело бы к образованию однородной, но отличающейся от основного фона гранитоидов породы, а не в виде разобщенных да еще изотермичных тел остаточного расплава.

Грейзенизация, которая иногда охватывает весь купол целиком, происходит обычно после магматического этапа формирования куполов. Она накладывается на уже сформированные пегматиты. Часто же она развивается лишь локально, например вдоль трещин (ч. II, гл. 7). Это также не позволяет рассматривать ее как проявление свободного подъема летучих в интрузиве. Наконец, присутствие в купольных частях интрузивов пластообразных внедренных тел мелкозернистых гранитов, своими корнями уходящих во внутренние части материнских массивов (ч. II, гл. 4), однозначно и окончательно свидетельствует о том, что купол в целом отвердевал раньше внутренних частей интрузива. Жильные граниты часто пересекают ранее сформировавшиеся пегматиты, прикупольные грейзеновые залежи и гидротермальные жилы. Эти взаимоотношения известны во многих местах. Они описаны у нас и за рубежом: Циновец (Циннвальд), Альтенберг в Рудных Горах (Крейтер, Красников, 1947); в Центральном Казахстане (Строганов, 1959; Шерба и др., 1964). Нами они наблюдались также в Центральном Казахстане и, кроме того, в Восточном Забайкалье, на Калбе. Это свидетельствует о том, что даже гидротермальный этап формирования верхних частей интрузивов иногда развивался раньше полной кристаллизации их внутренних ядер.

Таким образом, привлечение положения о наиболее ранней кристаллизации срединных частей интрузивов по сравнению с их краевыми частями для объяснения происхождения минерализаций куполов гранитных плутонов принято быть не может. Некоторое отставание кристаллизации обособившегося пегматитового расплава имеет место, но только в сравнении с ближайшими окружающими такие обособления частями интрузива. Как было показано выше, отмечаемые структурные и минеральные новообразования куполов вполне удовлетворительно объясняются механизмом термического сокращения интрузивов. Купола интрузивов, формирующихся в относительно спокойной обстановке, являются своеобразными структурами, огражденными от стороннего воздействия аркообразными формами первичных кристаллических корок. Охлаждение и сокращение объема внутренних частей куполов обеспечивает возникновение

в них режима пониженного давления. Этот режим, действующий в течение значительного периода становления плутонов, является тем фактором, который обеспечивает появление отмеченных структурных элементов внутри куполов, существование особой физико-химической обстановки. Пониженное давление внутри куполов позволяет отводить им роль своеобразного насоса, обуславливающего миграцию к ним подвижных фаз из внутренних частей интрузива. Режим спокойного остывания таких интрузивов обеспечивает субгоризонтальное и этажное расположение структурных элементов и затухание их по направлению к центру плутонов. Это часто определяет и соответствующее этажное развитие минерализованных участков.

Приведенное рассуждение сделано в основном применительно к наиболее распространенному типу интрузивов лейкократковых гранитов, содержащих камерные пегматиты. Но, естественно, нельзя исключать и некоторые отклонения свойств гранитных расплавов, в частности в сторону их меньшей вязкости. По нашим представлениям, это возможно в магмах, существенно обогащенных, кроме воды, другими разжижающими летучими компонентами (например, фтором, литием). Видимо, такими интрузивами являются интенсивно аутоматоматически измененные (в основном грейзенизированные и альбитизированные) плутоны, сложенные породами, известными под названием "апогранитов": Кроме интенсивных изменений по трещинам в постмагматическую стадию, эти породы часто несут заметные изменения и по всей массе, особенно в верхних, куполовидных частях интрузивов. Все это свидетельствует о повышенном содержании в них летучих. Возможно, в таких интрузивах некоторое значение имеют процессы перемещения вещества внутри магмы, которые, как было показано, в обычных гранитных расплавах чрезвычайно затруднены. Однако и в этих сравнительно редких случаях вязкость магмы хоть и меньше, но все-таки достаточно велика, а остывание и термическое сокращение объема интрузивов обязательно и играет не меньшую роль, чем в обычных гранитоидах. К сожалению, данные по таким расплавам более ограничены, к тому же в настоящей работе мы не ставили задачу объяснения случаев отклонения от "нормальных" условий. Например, в интрузивах, сложенных "апогранитами", сам процесс пегматитообразования несколько отличается от обычного: в пегматитах отмечается преобладание относительно поздних пневматолито-гидротермальных продуктов и интенсивные метасоматические изменения. Видимо, поэтому некоторые исследователи такие образования к пегматитам не относят, хотя, по нашему мнению, отличия пегматитов — это лишь следствие аномального состава и, следовательно, свойств исходной магмы. В таких интрузивах, естественно, широко развиты пневматолито-гидротермальные образования вообще. Кроме изменений всей массы пород, в них обычны различные жилы — кварц-полевошпатовые и кварцевые. Механизм формирования таких интрузивов еще требует изучения.

Предлагаемый механизм, как представляется, объясняет еще одну давно установленную эмпирическую закономерность в распределении минеральных новообразований в теле интрузива. Речь идет о так называемой мертвой линии В.Х. Эммонса (1937). Это условная линия,

ниже которой в интрузивах практически не возникает рудных минерализаций. Под куполовидными выступами интрузивов эта линия располагается на значительно большей глубине от поверхности плутона. Вне куполов на субгоризонтальных участках поверхности магматических тел "мертвая линия" приближается к их кровле или даже совпадает с ней, свидетельствуя о существенном обеднении таких участков интрузива минерализациями по сравнению с куполами.

В.Х. Эммонс не приводил достаточных объяснений ни причин отсутствия минеральных залежей ниже этой линии, ни преимущественного развития их в куполах. Удовлетворительное объяснение такого распределения минерализаций в сложных по рельефу интрузивах гранитоидов дает предлагаемый механизм термического сокращения объема магматических тел, то обстоятельство, что закономерности проявления его, в частности появление разрежения и "свободных" объемов, неодинаковы в различных участках плутонов. В устойчивых конструкциях куполов они возможны: в пределах субгоризонтальных участков неминусом должны компенсироваться оседанием поверхности интрузивов и вышележащих пород.

ВЛИЯНИЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ УСАДКИ ИНТРУДИРОВАВШЕЙ МАГМЫ НА СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ, МАССОПЕРЕНОС И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ ВБЛИЗИ ОСТЫВАЮЩИХ ИНТРУЗИВОВ

До сего времени речь шла о влиянии термической усадки интрузивов на разного рода изменения внутри магматических тел. Ниже мы рассмотрим влияние термической усадки на дислокации, массообмен и процессы минералообразования вблизи остывающих интрузивов в ореоле их воздействия на вмещающие породы.

Уже давно акцентируется внимание на роль термической усадки интрузивов в изменениях околоинтрузивного пространства, но до настоящего времени нет подробного анализа этих явлений, особенно в отношении их теоретического обоснования с позиций физики процессов. В данной работе этот пробел в известной мере восполняется. Основное внимание здесь уделяется возникновению в околоинтрузивном пространстве своеобразной тектоники, обязанной своему происхождению термическому сокращению объема плутонов и играющей, по нашим представлениям, немаловажную роль в последующих процессах эндогенного минералообразования.

Наибольшее внимание уделено этой проблеме Г.Н.Щербой (1960), Т.М.Лаумулиным (1962), Ю.Б.Мариньым (1967). Нами она также кратко обсуждалась ранее (Осипов, 1973).

Как представляется, влияние термической усадки интрузивов на изменения в околоинтрузивном пространстве столь же велико, как и внутри магматических тел. Например, с позиций термической усадки может быть объяснена локализация вблизи поверхности массивов гранитоидов дополнительных интрузивов, некоторых тел жильных гранитов, образование в области верхних контактов массивов залежей пегматитов. Но особенно важным представляется влияние термической усадки на размещение, локализацию рудных тел вблизи интрузивов, на миграцию и накопление рудного вещества в таких телах, на возникновение зональности и стадийности эндогенного околоинтрузивного минералообразования.

На перечисленных моментах мы и остановимся.

ТЕКТОНИКА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД, ОБУСЛОВЛЕННАЯ ТЕРМИЧЕСКИМ СОКРАЩЕНИЕМ ОБЪЕМА ИНТРУЗИВОВ

В перекрывающих интрузивы толщах пород часто устанавливаются элементы своеобразной тектоники в виде протяженных трещин или их линейных зон, полостей отслоения и т.д. Эти системы нарушений развиты в основном над куполовидными массивами или их локальными выступами. По мере удаления от таких магматических тел в стороны проявления тектоники всегда закономерно исчезают. Это свидетельствует о том, что указанные структурные новообразования связаны с нижерасположенными плутонами, с процессом их формирования. Общая конфигурация этих нарушений часто приближается к сводообразной. Обычно фиксируемая амплитуда развития таких трещинных зон над интрузивами порядка 1-2 км.

Мощность отдельных систем трещин сравнительно невелика (до первых десятков метров). Они разделены относительно слабо нарушенными пачками пород, поэтому характер их залегания многоэтажный. Установлено, что развитие их происходит постепенно - ближние к интрузиву возникают раньше, более удаленные позже. Таким образом, процесс их образования в целом центростремительный. При этом происходит неоднократное подновление, раскрытие ранее образовавшихся трещин, что позволяет характеризовать процесс дробления пород циклическим.

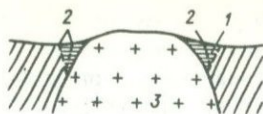
Многие из указанных структур минерализованы или выполнены магматическими инъекциями, поэтому легко фиксируются по этим новообразованиям. Это же определяет их практический интерес.

Поскольку системы трещин сводообразные, то при эрозивном срезе перекрывающих интрузивы пород наблюдаются концентрические, кольцевые структуры (Казахстан, Забайкалье и другие районы страны и мира). Они известны как в виде зон трещиноватости, так и в виде кольцеобразных даек и зон различной минерализации, в том числе рудной.

Эти особенности околоинтрузивной тектоники многократно описаны. Особенно большое внимание уделялось кольцевым дайкам. Механизм возникновения сводообразных (а в горизонтальном срезе кольцевых) разломов над магматическими телами, как известно, был математически описан Е. Андерсоном (Anderson, 1936). Появление таких структур он объяснял потерей поддержки снизу и последующим оседанием перекрывающих толщ пород. Причиной потери поддержки он полагал уменьшение давления в магматическом резервуаре, в том числе при его частичном отвердевании. Более подробный анализ причин уменьшения давления Е. Андерсон не сделал. Его геологические интерпретации касались в основном объяснения возникновения конических и кольцевых даек¹,

¹ По Е. Андерсону, коническими называются дайки, падающие к центру структуры (перевернутый конус); кольцевыми - дайки, имеющие падение в стороны от центра (свод).

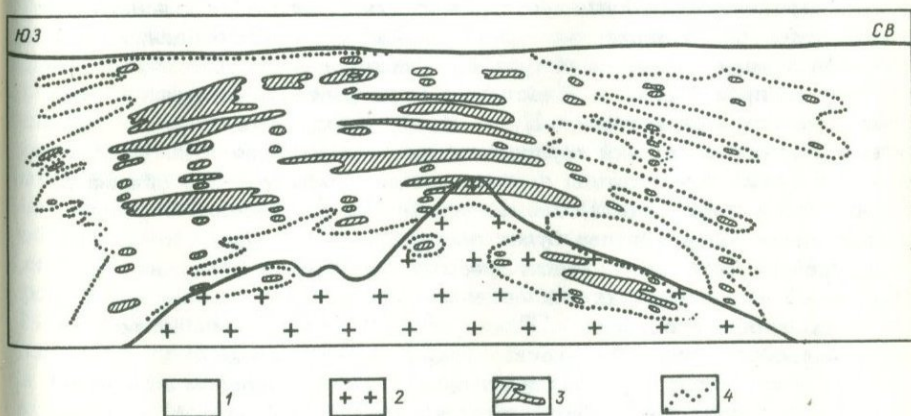
Фиг. 36. Оседание кристаллических сланцев (1) по кольцевым трещинам (2) вокруг купола рапакиви (3) (Усов, 1940)



поэтому все построения Андерсона относились лишь к периоду жидкостного существования магмы.

Факты оседания надинтрузивных толщ описаны и другими исследователями, например М.А. Усовым (фиг. 36). В последнее время большое внимание вопросам формирования кольцевых структур уделяет Е.В.Свешникова (1973). Ею предложена классификация типов кольцевых структур. Намечены принципиальные схемы механизма их формирования. Отмечается главенствующее значение процессов оседания пород и приуроченность к этим структурам месторождений многих полезных ископаемых. По Центральному Казахстану многочисленны примеры оседания надинтрузивных толщ, развитие сводообразных систем нарушений описаны в капитальных работах Г.Н. Шербы. Один из типичных примеров этажного развития сводообразных систем трещин и приуроченных к ним минерализованных участков и рудных тел над куполовидным массивом гранитоидов в Центральном Казахстане изображен на фиг. 37. Автором также проводилось изучение околоинтрузивной тектоники на ряде объектов Забайкалья, Калбы, Рудного Алтая, Центрального Казахстана.

Аналогичные взаимоотношения известны и во многих других районах страны и за рубежом. Они изложены в работах Спурра, С.С. Смирнова, С.П. Соловьева, В.И. Смирнова, Г.Д. Афанасьева, Д.О. Онтоева, В.Т. Покалова и многих других исследователей. Далее мы еще вернемся к



Фиг. 37. Сводообразное этажное расположение рудных тел над куполообразным интрузивом гранитов в Центральном Казахстане (Шерба, 1960, упрощено)

1 - вмещающие вулканогенные породы; 2 - граниты; 3 - рудные тела; 4 - общий контур минерализации

этим работам при обсуждении процессов эндогенного минералообразования в надинтрузивных толщах. В данном разделе мы ограничимся показом механизма возникновения околоинтрузивной тектоники — основы фона возникающих минеральных новообразований.

Очевидно, что развитие отмеченных элементов тектоники только в связи с интрузивами заставляет искать причину их возникновения в механизме формирования самих магматических тел. Детальный анализ возможных причин возникновения тектоники привел к выводу о том, что здесь, как и внутри интрузивов, исключительно важную роль играет термическое сокращение объема плутонов. Подобные предположения в краткой форме высказывались и раньше. Но подробных удовлетворительных теоретических объяснений основных аспектов такой взаимосвязи до сих пор приведено не было. Ниже делается попытка дать такое объяснение.

При остывании гипабиссальных интрузивов уменьшение их внешнего объема составляет порядка 5–7% начального объема интрузивировавшей магмы (ч. II, гл. 1, б). Если даже взять минимальное из этих значений (5%), то и в этом случае такое уменьшение интрузива теоретически должно обусловить появление вблизи него значительного свободного пространства. Так, для интрузива гранитов размерами $5 \times 5 \times 3$ км объем такой условной пустоты составит $3,75 \text{ км}^3$.

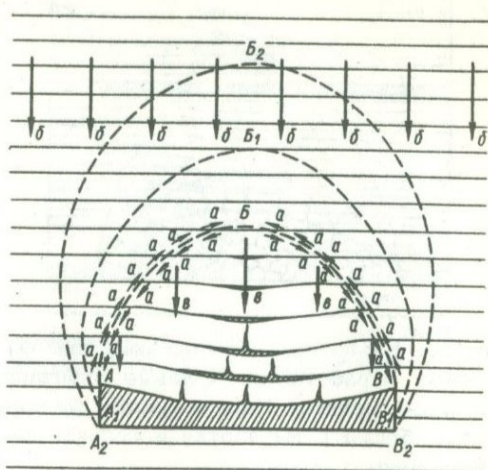
Реализация высвобождающегося объема может осуществляться в разных участках контактов магматических тел. Это зависит от многих причин, например от размеров и формы интрузивов, рельефа их поверхности, механических свойств расплава и породы и др. Однако общую тенденцию в соотношении высвобождающегося объема в области верхнего, боковых или нижнего контактов можно представить.

Протяженные горизонтальные размеры интрузивов, казалось бы, должны определять наиболее значительное их сокращение именно в этом направлении. Однако вследствие гравитационного оседания расплава реализация возникающей пустоты в докристаллический период будет охотнее происходить в области верхнего контакта интрузива. Согласно сделанным расчетам (ч. II, гл. 1, а), уменьшение объема таких магм в докристаллический период наиболее значительно. Соответственно этому будет определяться и величина освобождающегося объема в верхней части интрузива. После затвердевания уменьшение горизонтальных размеров интрузива будет затрудняться прочным сцеплением его нижней поверхности с подстилающими породами. Сокращение же уплощенных магматических тел по вертикали даже в этом периоде таких затруднений не встречает. Таким образом, реализация высвобождающегося объема при термическом сокращении уплощенных интрузивов (наиболее обычная форма) будет происходить в основном в области их верхних контактов. Следовательно, те $3,75 \text{ км}^3$, которые реализуются как уменьшение внешнего объема какого-то интрузива, в пределе должны образовывать условную полость с горизонтальными размерами 5000×5000 м и высотой 150 м, расположенную в плоскости его верхнего контакта.

Реальность высчитанных размеров условной пустоты над оседающей поверхностью интрузива подтверждается геологическими наблюдениями.

Фиг. 38. Схема развития трещин при оседании (обрушении) пород над выработкой большого пролета в горизонтально слоистых толщах

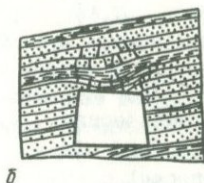
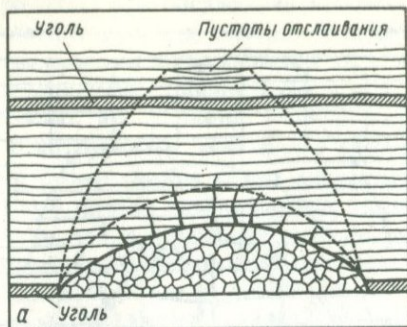
$A, B, B_1; A_1, B_1, B_1; A_2, B_2, B_2$ - параболические своды естественного обрушения (равновесия) пород: a - силы сжатия вдоль сводов равновесия; b - силы давления вышележащих пород, v - силы тяжести в пределах свода обрушения



Так, произведенный Г. Н. Щербой (1960) подсчет амплитуды оседания поверхности интрузива гранитов (мощностью также 3 км) по сумме мощностей свообразных, пологих рудных прожилков, залегающих над интрузивом, дал цифру 120 м. Эта цифра весьма близко совпадает с полученной нами расчетным путем. Если бы при этом перекрывающие интрузив породы могли сохранять свое залегание неизменным, то в результате в области верхних контактов интрузивов и возникали бы протяженные в горизонтальном направлении полости. Однако такое состояние в реальных условиях невозможно.

а) Сведения из теории и практики оседания пород над горными выработками и другими пустотами в недрах земли. Если горизонтальные размеры пустоты превышают некоторую критическую величину (третий предельный пролет), то, согласно законам горной механики, перекрывающие породы в подвешенном состоянии находиться не могут. Они испытывают сдвигание, оседают в соответствии с величиной горного давления, режимом образования пустоты и механическими свойствами пород. При этом на сравнительно небольших глубинах, где еще не сильно сказывается пластическое течение пород, оседание должно происходить с образованием свода (так называемого свода естественного равновесия, обрушения). Глубина абсолютного преобладания хрупких и упругих деформаций большинства пород порядка нескольких километров (Adams, 1912; Bridgman, 1918; Robertson, 1955 и др.). Это, в частности, подтверждается наличием на глубине до нескольких километров открытых пор, в том числе полостей пегматитов в изверженных породах, различных трещин, которые в случае наличия пластических деформаций должны были закрыться.

Теория образования сводов естественного равновесия для слоистых и не вполне монолитных пород разработана М.М. Протоdjаконовым (1933), В.Д. Слесаревым (1948₁) и др. Обрушение таких пород может происходить даже при сравнительно небольших безопорных пролетах, например, сопоставимых с шириной обычных штреков, квершлаггов и т.д. Кривая свода в идеале отвечает параболе (АВВ на фиг. 38). Вдоль

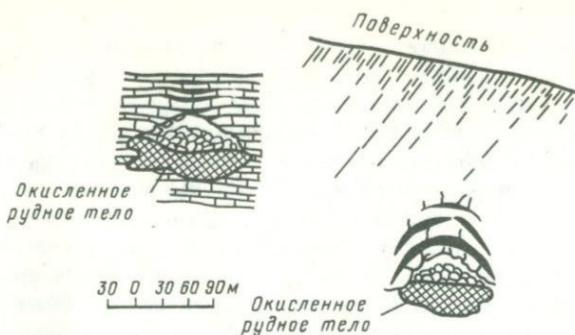


Фиг. 39. Развитие сводообразных систем трещин и обрушение пород над горными выработками. Краевые окончания трещин образуют сгущения в боковых целиках. Наклон трещин меняется от более ранних, расположенных ближе к выработке и сильнее наклоненных в ее сторону, к более поздним крутым.

а - Слесарев, 1948₂; б - Протодяконов, 1933

этой кривой все частицы пород испытывают только сжатие (силы а) как реакцию на давление вышележащих пород (силы б). Это и обуславливает механическую устойчивость аркообразных структур. Наличие свода напряжений неоднократно подтверждено экспериментально. Одним из наиболее ранних исследований является работа Ф.Ю. Левинсон Лессинга и К.К. Зайцева (1915). Ниже кривой АБВ на породы активно действуют только силы тяжести (в), заставляющие эти породы обрушиваться. Если опоры (боковые целики) абсолютно жесткие, то такой однажды образовавшийся равновесный свод в дальнейшем деформироваться не будет. При сравнительно небольших вертикальных размерах пустоты выпадение пород может быть частичным. Это обусловлено тем, что обрушившиеся породы вследствие разрыхления будут занимать какой-то больший объем, чем в естественном залегании, и смогут поддерживать свод от окончательного выпадения или замедлить его (после уплотнения рыхлого материала процесс продолжится до достижения равновесия).

Поскольку абсолютно жестких боковых опор, целиков не бывает, то при их осадке, раздавливании равновесие нарушается. В глубоких выработках давление достигает значительных величин. Как результат его происходит стрельяние жестких пород от боковых стенок и вспучивание более мягких. При оседании боковых опор, вываливании их внутрь выработанного пространства расширяется пролет выработки, и силы сжатия а перестают получать стабильную опору. Происходит новое обрушение пород, приводящее к образованию нового свода равновесия (кривая $A_1B_1V_1$). При продолжительном оседании опор, как и при постепенном образовании самой пустоты, такие все расширяющиеся вверх и в стороны своды могут возникать неоднократно. Трещины, по которым происходит обрушение сводов, представляют собой трещины отрыва, переходящие в боковых окончаниях в сколовые трещины с отрывом,



фиг. 40. Сводообразные трещины обрушения пород над выщелачиваемыми рудными телами в массивных известняках на значительной глубине (Крейтер, 1960)

сходящиеся в опорных целиках выработок. Трещины возникают последовательно, по направлению от выработки. В соответствии с описанным механизмом наклон их меняется — ранние пологие и наклоненные в сторону выработанного пространства, поздние более крутые или даже в наименее связных породах, меняющие наклон на противоположный. На фиг. 39, а, б приведены примеры оседания пород над горными выработками. Аналогичный характер оседания пород имеет над любыми возникающими на глубине пустотами, например, над выщелачиваемыми рудными телами (фиг. 40).

Выше свода обрушившихся пород располагается зона трещиноватости, над ней зона прогибания и, наконец, в самой верхней части массива, в радиусе влияния выработанного пространства — зона упругих деформаций. При этом в процессе оседания фиксируются периоды медленного опускания и моменты сравнительно резкого ускорения сдвижения пород.

Процессы оседания пород разной связности, разного строения несколько отличаются друг от друга в деталях. Например, оседание горизонтально слоистых пород над горными выработками начинается с прогибания отдельных слоев. Так как ближние к выработанному пространству слои прогибаются быстрее, то между ними и более высоко расположенными возникают субгоризонтальные замкнутые полости отслоения. И только после этого происходит образование поперечных слоев трещин и обрушение массива. При образовании свода обрушившихся пород выше него располагается зона прогибания с полостями отслоения. Еще выше породы опускаются как единый связный слой (Канлыбаева, 1968).

б) *Моделирование дислокаций в надинтрузивных толщах при термическом сокращении объема интрузивов.* Теория горного давления и обрушения пород, кроме наблюдений в выработках, основывается и на моделирующих экспериментах. Обзор их можно найти у М.М. Протоцьяконова (1933). Им же проведены собственные оригинальные опыты по исследованию механизма обрушения горных пород в подземных выработках (1912, 1933). Все эти и более поздние опыты преследовали цели оп-

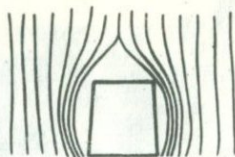
ределения горного давления для обеспечения рационального ведения горных работ, конструкций и прочности крепления. Поэтому изучалось оседание пород над выработками после их проходки или в процессе продвижения забоя по горизонту. Закономерности оседания пород над выработками, забой которых движется вниз со скоростью, меньшей скорости оседания пород, не изучались. Но именно эти условия имеют место при термическом сокращении интрузивов и опускании их поверхности. Интрузивы остывают и сокращаются в объеме десятки и сотни тысяч лет, а оседание пород, если судить по глубоким горным выработкам, происходит обычно в течение нескольких лет (Авершин, 1948). Поэтому нами были проделаны опыты, приближенно моделирующие оседание поверхности интрузива и перекрывающих пород, в результате которых была получена принципиальная картина развития дислокаций в надинтрузивных толщах. Из условий подобия в проведенных опытах были соблюдены следующие: 1) геометрическое подобие — отношение размеров интрузива к мощности перекрывающих пород, форма поверхности интрузива, мощность и характер залегания слоев; 2) эквивалентность механических свойств материала, имитирующего перекрывающие интрузив породы. Его прочность на разрыв (по замерам усилий разрыва палочек сечением 1,2 и 3 см²) составляла примерно 15–30 г/см², что обеспечивало развитие в основном хрупких деформаций, характерных для верхней части земной коры и соответствовало свойствам эквивалентных материалов, предложенных М.В.Гзовским (1960).

Для опытов использовалась установка, подобная тем, на которых обычно изучаются процессы сдвижения пород над горными выработками. Она представляла собой сварную конструкцию из трех кусков швеллера в виде перевернутой буквы П. Ее размеры — длина горизонтальной части 120 см, высота 80 см, ширина 16 см. В средней части на основании конструкции помещалась пачка досок, имитирующая наиболее часто встречающуюся куполообразную форму поверхности лакколитоподобных интрузивов гранитоидов. Остальное пространство заполнялось грунтом горизонтальными слоями мощностью 1–3 см. При заполнении конструкция одевалась опалубкой из досок. Грунт составлялся из песка (размер зерен 0,5–2,5 мм) и алебаstra в пропорции примерно 5/1 по объему, замешивался на воде и укладывался с трамбованием. Каждый слой посыпался небольшим количеством мелколистной слюды. Отдельные слои для наглядности окрашивались. Заполнение модели производилось в один день, опалубка оставлялась на сутки, после чего она снималась, и модель подсушивалась в течение двух суток.

Такой грунт при сравнительно быстрых механических воздействиях обладал свойствами хрупкого тела, а при медленных деформациях мог изгибаться, оплывать, быть более или менее пластичным. В отдельных случаях перед проведением опыта поверхность грунта дополнительно равномерно нагружалась мешками с дробью. Но картина развития дислокаций от этого не менялась, просто они протекали несколько быстрее.

Выемка досок "интрузива" производилась сверху вниз по одной или две доски и имитировала постепенное и скачкообразное сокращение его объема. После каждой из выемок делались выдержки по 1–1,5 ча-

Фиг. 41. Расположение силовых линий равных напряжений вокруг выработки в горном массиве (Слесарев, 1948₁)

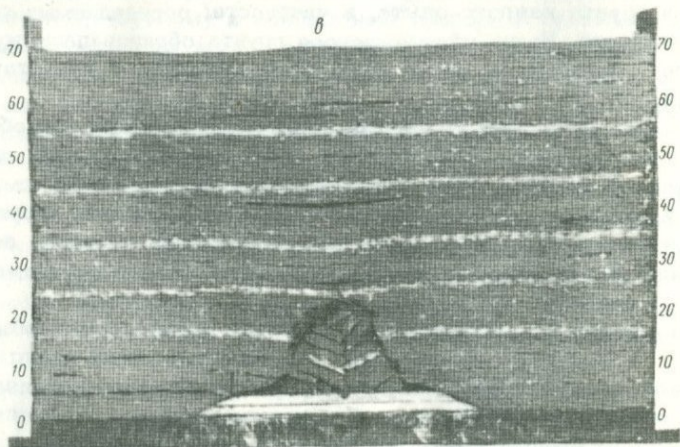
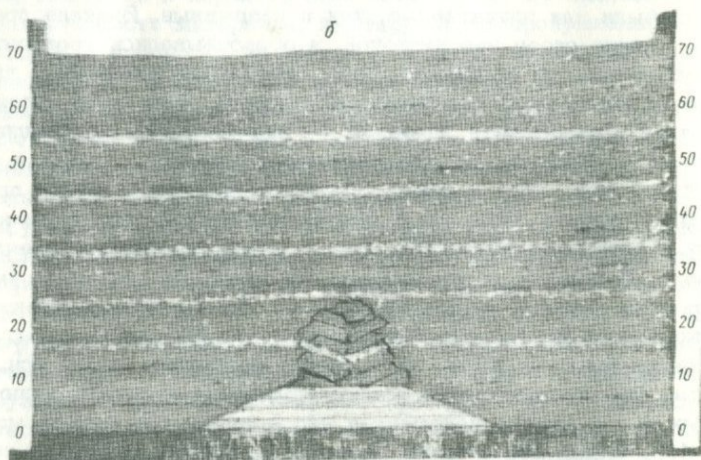
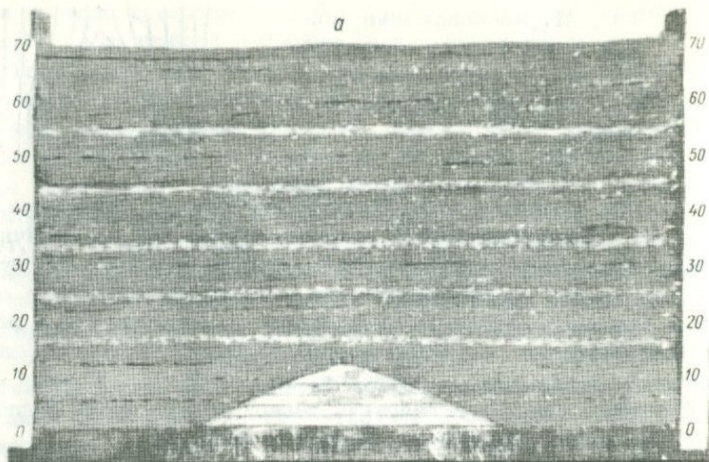


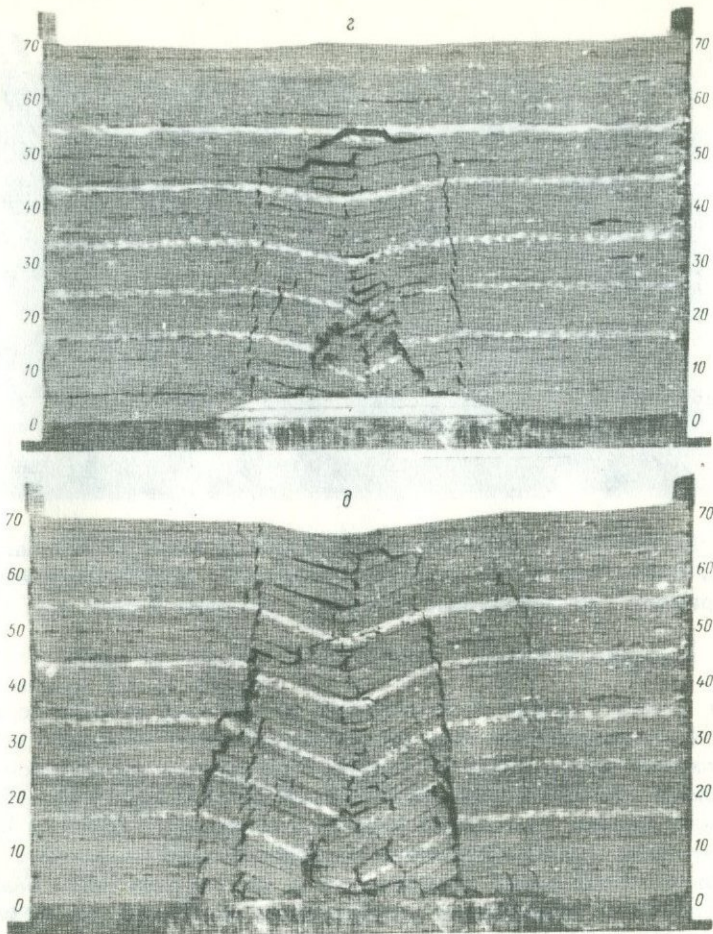
са, в течение которых грунт оседал и приходил в равновесие. В ряде опытов интрузив имитировался резиновым баллоном аналогичной формы, надутым воздухом. При выпуске воздуха можно было осуществлять более постепенное оседание его поверхности. Но это менее соответствовало процессу опускания поверхности сокращающихся в объеме интрузивов, который, как отмечалось (ч. II, гл. 7), происходит с разламыванием коры плутона, циклично, скачкообразно. К тому же это было неудобно, так как вследствие легкой податливости баллона происходило вываливание грунта из плоскости модели.

Дислокации, происходившие в грунте при выемке досок, во всех случаях были как пликативные, так и разрывные. Вначале происходило прогибание слоев над пустотой, и образовывались горизонтальные замкнутые полости отслоения. Затем возникали поперечные трещины, и участки слоев последовательно обрушались. При этом поперечные нарушения образовывали системы: 1) разламывания оседающих участков слоев посередине, 2) отламывания и оседания слоев над концами пролета пустоты. Общая форма обрушившейся части грунта представляла собой фигуру, близкую к узкому вытянутому вверх усеченному конусу с завершающей частью в виде свода, визуальнo отвечающего параболe. В некоторых опытах верхняя часть конуса из-за уменьшения пролета пустоты не обрушалась, но образовавшиеся трещины свидетельствовали о том, что завершением его был также свод. Образовавшие конуса были прямыми, либо слегка вогнутыми к его оси. Такая вогнутая форма поверхности конуса обрушения отвечает расположению силовых линий равных напряжений над пустотами в горных массивах (фиг. 41). Форма образующих, вероятно, зависела от механических свойств грунта каждого опыта, в частности, определяемых степенью его влажности. Выше обрушившегося грунта образовалась зона прогибания с отдельными горизонтальными замкнутыми пустотами отслоения.

Размеры установки позволяли фиксировать высоты зон обрушения и прогибания слоев в основном при выемке только первой сверху части закладки из досок. При размерах последней: длина 22 см, высота 4 см, высоты зон обрушения и прогибания варьировали в пределах соответственно примерно 25-40 и 10-40 см. Эти высоты в основном зоны прогибания зависели от механических свойств грунта, от степени его влажности.

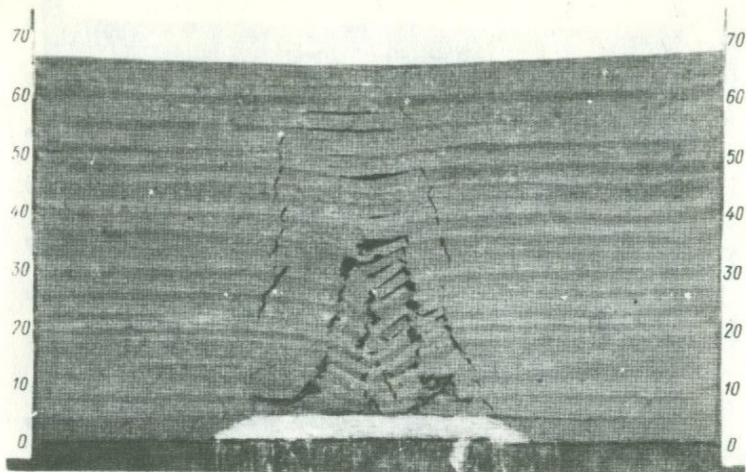
При каждой последующей выемке досок - уменьшении объема "интрузива" - возникал новый, более широкий и высокий конус обрушения, подобный первому. Причем вначале сравнительно быстро оседала небольшая часть грунта, непосредственно перекрывавшая очередную вынимаемую часть закладки в ее окончаниях. Затем более медленно и постепенно начиналось





Фиг. 42. Развитие дислокаций в горизонтально-слоистом грунте над формирующейся, увеличивающейся в размерах полостью
 а - модель в исходном состоянии; б, г, д - конечные равновесные стадии процесса оседания грунта при трехкратной выемке закладки из досок; в - прогибание слоев и образование полостей отслоения после очередной выемки части закладки (опыт 4)

изгибание слоев, образовывались трещины контура нового конуса, и происходило оседание его главной массы. После этого некоторое время растрескивались и оседали отдельные слои в верхней сводовой части. В целом процесс оседания был постепенным, центробежным. Во всех повторениях опытов картина развития дислокаций была в целом аналогичной и вполне отвечала закономерностям дислокаций при оседании горизонтально-слоистых пород над пустотами (горными выработками) в недрах земли. На фиг. 42, а-д видны отдельные стадии процесса



Фиг. 43. Дислокации грунта после двукратной выемки частей закладки из досок. Виден изогнутый характер образующих конуса обрушения. Хорошо выражены горизонтальные трещины отслоения в зоне прогибания грунта

оседания грунта в одном из опытов при трехкратной выемке досок. Фиг. 43, 44 иллюстрируют одну из промежуточных и конечную картину дислокаций грунта в других опытах. При выемке досок более тонкими слоями, что ближе имитирует постепенность сокращения объема интрузивов, картина дислокаций была та же, только с большим числом сводов оседания грунта. При очень замедленном, постепенном сокращении объема "интрузива" (например, в опытах с резиновым баллоном) количество сводов оседания, их интервалы уже регулировались толщиной отдельных слоев, наличием ослабленных пропластков.

Не трудно видеть, что если бы опыты проводились на объемной установке, где "интрузив" имел бы округлую в плане форму, то трещины образовывали бы кольцеобразные системы с падением в стороны от центра.

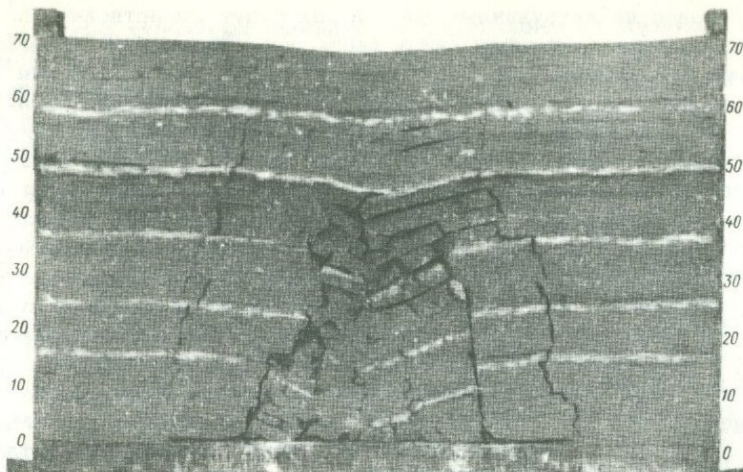
Согласно теории, высота зоны обрушения для используемого грунта при соответствующих размерах полости должна составлять примерно:

$$h_{\text{обр}} = \frac{m}{k-1} = \frac{4,0 \text{ см}}{1,2-1} = 20 \text{ см}, \quad (16)$$

где m - высота полости, k - коэффициент разрыхления, равный для глинистых пород 1,2 (Слесарев, 1948₁).

Высота зоны трещиноватости, возникающей над зоной обрушения, находится из соотношения:

$$h_{\text{трещ}} = 1,5h_{\text{обр}} = 1,5 \cdot 20 \text{ см} = 30 \text{ см}. \quad (17)$$



Фиг. 44. Конечная картина развития дислокаций грунта после трехкратной выемки закладки из досок (опыт 3)

Таким образом, общая мощность зоны развития разрывов для данных условий должна быть:

$$h_{\text{обр}} + h_{\text{трещ}} = 50 \text{ см.}$$

Мощность зоны прогибания грунта над образующейся полостью должна составлять:

$$h_{\text{прог}} = 2h_{\text{обр}} = 20 \text{ см} \cdot 2 = 40 \text{ см.} \quad (18)$$

И общая мощность грунта, пришедшего в движение:

$$h_{\text{общ}} = h_{\text{обр}} + h_{\text{трещ}} + h_{\text{прог}} = 90 \text{ см.}$$

Как можно видеть, суммарная мощность зон трещиноватости и прогибания в данных опытах находится в удовлетворительном соответствии с расчетной, вытекающей из законов горной механики.

в) *Дислокации вмещающих пород при термическом сокращении объема интрузивов.* Поскольку термическое сокращение объема интрузивов предполагает образование в недрах земли потенциального большого безопорного пространства, то над остывающими плутонами также будет происходить оседание перекрывающих пород. Законы горной механики, результаты проведенных вышеописанных опытов, горно-технические и геологические наблюдения позволяют наметить следующую схему развития дислокаций пород над остывающими интрузивами.

Так как остывание и термическое сокращение объема интрузивов в целом происходит медленно, то столь же медленно будет осуществляться и оседание перекрывающих их пород. На всем протяжении вре-

мени оседания надинтрузивных толщ в них будут существовать последовательно располагающиеся снизу вверх зоны обрушения, прогибания и упругих деформаций. Как было показано выше, зона обрушения в идеале ограничивается кривой поверхностью сводообразного типа, отвечающей параболоиду. Но из-за длительности процесса увеличения вертикальных и горизонтальных размеров полости свод все время удаляется от интрузива. В результате общая конфигурация обрушающихся пород приобретает вид вытянутого вверх конуса с завершающей сводовой частью. Главными разрывными нарушениями надинтрузивных толщ, возникающими в зоне обрушения, будут: 1) субгоризонтальные трещины отслоения, образующиеся в начальные периоды формирования сводов обрушения, когда происходит прогибание пород; 2) системы трещин, образующих поверхности конусов обрушения; 3) сводообразные системы трещин верхних окончаний конусов-сводов естественного равновесия пород. Конфигурация систем трещин группы 2 в горизонтальном срезе (в благоприятных условиях) должна соответствовать конфигурации интрузива. Это будут кольцевые системы с падением в стороны от интрузива. В зоне прогибания пород, располагающейся выше зоны обрушения, образуются в основном замкнутые полости отслоения преимущественно горизонтального направления.

Вовлечение пород в процесс оседания, трещинообразования в соответствии со скоростью остывания интрузивов должно происходить постепенно, центребежно по отношению к интрузиву и затухать вверх от него. В соответствии с законами механики хрупких сред периоды накоплений напряжений будут чередоваться со сравнительно кратковременными моментами их разгрузок, поэтому процесс хрупких деформаций должен быть прерывистым, циклическим. Ранее осевшие пачки пород будут оседать повторно, ранее образовавшиеся трещины будут подновляться на всем отрезке времени остывания интрузива до самых верхних участков зоны трещиноватости пород. Этот процесс цикличности оседания перекрывающих пород будет осложняться еще и скачкообразным мозаичным характером опускания отдельных участков поверхности плутона.

Высота развития зон трещиноватости и прогибания надинтрузивных толщ зависит от размеров и конфигурации интрузивов и других особенностей формирования отдельных массивов. В соответствии с теорией и данными опытов общая высота этих зон может превышать вертикальные размеры полости, над которой происходит оседание пород, в 10–20 раз. Если исходить из этого, то над интрузивом, для которого сделан расчет величины термического сокращения объема (ч I, гл. 1, а) и в области верхнего контакта которого может возникать теоретическая полость вышеуказанных размеров (ч. III, гл. 1), общая высота сдвижения перекрывающих пород будет достигать 1,5–3 км. Этот порядок цифр подтверждается и расчетами. Представим, что внедрение вышеупомянутого интрузива произошло без нарушения залегания горизонтально слоистых перекрывающих толщ. Представим также, что боковые опорные целики вмещающих интрузивов пород абсолютно жесткие. В этом случае после остывания интрузива мы будем иметь дело

с полостью указанных размеров, которая однажды образовалась и далее не увеличивалась. Таким образом, мы сможем рассчитать величину свода естественного обрушения (равновесия) пород над этой полостью. По В.Д. Слесареву, мощность осевших пород при возникновении свода обрушения над такой полостью будет равна:

$$h_{\text{обр}} = \frac{150}{1,3-1} = 500 \text{ м.}$$

Коэффициент разрыхления мягких пород 1,3-1,4, твердых - 1,4-1,5. Правда, раздробление пород в объеме обрушающихся кровель горных выработок не вполне соответствует раздроблению их в масштабе толщ, перекрывающих интрузивы. Очевидно, что крупность "кусков" в последнем случае будет значительно больше, а коэффициент разрыхления меньше. Так как для такого рода разрыхления он неизвестен, примем его (заведомо завышая) равным 1,3. Это значит, что на высоте 500 м от начальной поверхности интрузива или на высоте $500 + 150 = 650$ м от поверхности остывшего тела возникнет сводообразная система трещин, а породы внутри этого объема окажутся опустившимися и раздробленными. При этом в соответствии со сказанным $h_{\text{обр}}$ занижена. После уплотнения осевших пород возникнет новый свод механического равновесия, высота которого будет больше высчитанной.

По М.М. Протодяконову (1933), высота свода естественного обрушения определяется как

$$h_{\text{обр}} = \frac{a}{f}, \quad (19)$$

где a - полупролет пустоты, f - коэффициент крепости пород, равный для сланцев и песчаников 4. В нашем случае $h_{\text{обр}} = \frac{2500}{4} = 625$ м, т.е. тот же порядок цифр.

Мы приняли в расчет конечные размеры полости. Но поскольку уменьшение объема интрузива медленное, то должны были возникать промежуточные своды оседания пород, прежде чем они достигли высчитанной, максимальной для принятых условий высоты.

Приближимся к реальным условиям формирования плутонов. В геологической обстановке по мере уменьшения объема интрузива и оседания перекрывающих пород будут деформироваться и боковые вмещающие породы. После прекращения внедрения магмы и начала термического сокращения плутона перекрывающие породы перестанут получать опору на интрузив. Естественно, что усилится давление на породы, ограничивающие интрузив с боков. Так как интрузив, сокращаясь в объеме, уменьшается и в горизонтальном направлении, то на ограничивающие породы начнет воздействовать и боковое давление, т.е. на боковые породы интрузива будут действовать те же силы, что и на боковые породы, целики горных выработок. Эти силы будут приводить к сжиманию, раздробливанию, разрушению боковых пород. В результате этого пролет пустоты будет увеличиваться, что в свою очередь вызовет оседание новых толщ перекрывающих пород с образованием более широких и высоких конусов обрушения. Это дает нам право полагать, что высота образующихся сводов, конусов оседания пород будет больше высчитанной величины для фиксированной полости.

Но даже если принять в расчет минимальное высчитанное значение высоты зоны обрушения пород $h_{обр} = 500$ м, то высоты зон трещиноватости и прогибания над таким интрузивом составят соответственно $h_{трещ} = 750$ м, $h_{прог} = 1000$ м, а общая амплитуда сдвижения пород, в пределах которой возникают трещины, зоны отслоения, будет достигать $h_{общ} = 2250$ м.

Точную высоту оседающих пород для реальной обстановки установить невозможно, ибо никогда невозможно предугадать состав, залегание, степень нарушенности и т.д. пород. Геологические, горно-технические наблюдения, а также расчеты по формуле С.Г. Авершина (1950), эмпирически выведенной для случаев оседания пород над протяженными пологими выработками (пласты), показывают на весьма значительные размеры зон сдвижения пород. Так, для пустоты высотой $m = 75$ м, залегающей на глубине $H = 2000$ м, амплитуда оседания земной поверхности составит

$$h = \frac{22}{22 + \sqrt{H}} m = 24 \text{ м.} \quad (20)$$

Это свидетельствует о том, что заметные деформации перекрывающих интрузивы пород, сопровождающиеся оседанием толщ и трещиноватостью, могут распространяться вверх на километры, что подтверждается многочисленными наблюдениями в природе, в том числе по распространению, развитию в надинтрузивных толщах различных минерализованных залежей.

Как можно видеть, данные моделирующих экспериментов, наблюдения процессов сдвижения пород над горными выработками, проделанные расчеты вполне соответствуют геологическим фактам о развитии надинтрузивной тектоники и объясняют эти эмпирические закономерности. Мы приходим к выводам, что причиной проявления указанной тектоники в надинтрузивных толщах является уменьшение объема плутонов при их остывании.

Остановимся еще на некоторых деталях этого процесса.

В наших опытах была получена в известной мере идеализированная картина развития деформаций надинтрузивных толщ. В частности, мы взяли горизонтальное залегание слоев, что делало процесс более наглядным. Но над реальными интрузивами гранитоидов залегание пород часто бывает более сложным, в частности, куполообразным в соответствии с формой поверхности перекрываемого интрузива. Если конфигурация интрузивного купола отвечает форме свода естественного равновесия, то при уменьшении размеров такого интрузива перекрывающие купол породы могут дольше сохранять механическое равновесие. Поэтому в таких условиях первая сводообразная система трещин может совпадать с поверхностью контакта или, если контакт приваренный, проходить вблизи него со стороны лежащего или висящего боков. Таким образом, в реальных интрузивах весьма вероятно появление "свободных" объемов в плоскости их контактов.

Наоборот, наименее устойчивыми будут породы над плоскими горизонтально вытянутыми интрузивами. Форма оседания перекрывающих

пород, а также структурный рисунок самих таких интрузивов должны приближаться к воронкообразным. Как известно, воронкообразные структуры обычны в пластообразных телах базитов и перекрывающих их породах.

Если интрузив имеет более сложный рельеф поверхности, например, с отдельными куполообразными выступами, то развитие надинтрузивной тектоники также будет более сложным. Поскольку остывать и сокращаться в объеме будут скорей выступы, соответственно и оседание интрузивных толщ над ними будет происходить в первую очередь. Таким образом, расширение "пролета" возникающей над плутоном "пустоты" начнется с локального участка (купола) и затем распространится на весь интрузив. В этом случае количество сводов оседания пород может быть больше, чем над простым лакколитоподобным телом. Схема развития сводообразных трещинных систем оседания пород над интрузивом лакколитоподобной формы со сложным рельефом поверхности изображена на фиг. 45.

Разумеется, в реальных природных условиях элементы надинтрузивной тектоники, связанной с термическим сокращением объема интрузивов, могут быть в разной степени затушеваны более ранней нарушенностью пород, изменчивостью их залегания, механических свойств и т.д., но тенденция процесса должна сохраняться, поэтому в благоприятных случаях все описанные закономерности трещинообразования можно наблюдать и в природе. К сожалению, вертикальные обнаженные срезы больших толщ, перекрывающих интрузивы, встречаются редко. Чаще приходится довольствоваться их фрагментами (см. фиг. 21, 36) или восстанавливать картину по данным поверхностного картирования, горным выработкам и бурению. Тем не менее в последнее время оседание надинтрузивных толщ над конкретными плутонами и связанное с этим процессом возникновение в них минерализованных рудных залежей констатируется все чаще.

Таким образом, особенности развития надинтрузивной тектоники имеют важное значение для процессов эндогенного рудообразования и петрологии. К изложению некоторых из них мы переходим.

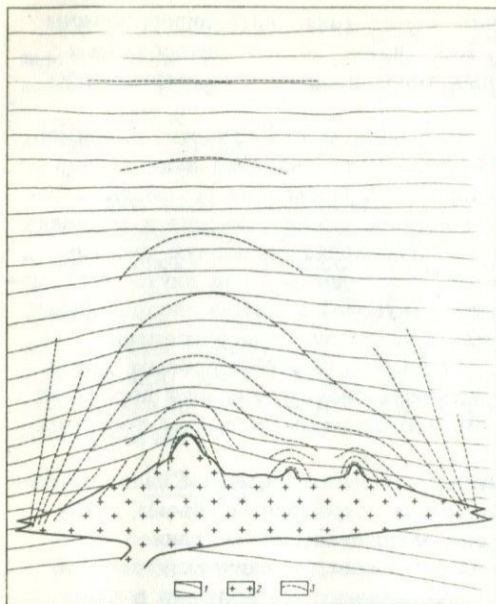
Глава вторая

ОБРАЗОВАНИЕ ЖИЛЬНЫХ И ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ ИНТРУЗИВОВ, ПЕГМАТИТОВ И ГИДРОТЕРМАЛИТОВ В ОБЛАСТИ ВЕРХНЕГО КОНТАКТА МАССИВОВ ГРАНИТОИДОВ

Мы отмечали возможность выхода расплава из внутренних частей интрузивов в область их ближнего экзоконтакта и образование там малых интрузивных тел, в том числе так называемых дополнительных интрузивов (ч. II, гл. 4, 7). Мы отмечали также принципиальную возможность продолжения внутриинтрузивных жилородных пегматитов и гидротермальных жил во вмещающие породы (ч. II, гл. 3).

Фиг. 45. Схема развития главных систем трещин, возникающих во вмещающих породах при термическом уменьшении объема лакколитообразного интрузива со сложным рельефом поверхности

1 - слоистые вмещающие толщи; 2 - интрузив; 3 - системы трещин



Все эти примеры указывают на связь процессов внутриинтрузивного структуро- и минералообразования с процессами, происходящими за пределами магматических тел. Рассмотрим эти процессы подробнее.

Тела дополнительных интрузивов образуются в результате инъекций расплава из внутренних еще не затвердевших частей ма-

теринского массива. Форма тел грибо- или пластообразная, часто в виде нашлепок на поверхности массивов или вблизи нее в зоне экзоконтакта. Корни этих тел дайкообразные крутопадающие, имеющие постепенные переходы с внутренними частями материнских массивов. Такие жильные тела, локализующиеся в области верхнего контакта материнских массивов, являются аналогами пластообразных жильных тел во внутренних частях тех же массивов (ч. II, гл. 4), отличаясь от них только пространственным размещением.

Для понимания генезиса этих тел существенным моментов является также проблема пространства. Возникновение указанных новообразований в зонах контактов интрузивов можно объяснить механизмом их термического сокращения. Как уже говорилось, вследствие больших размеров интрузивов оседание их поверхности при остывании происходит не целиком, а какими-то блоками с образованием расколов. При наличии внутри интрузива жидкого расплава последний при возникновении таких разломов получает возможность мигрировать. Его перемещение может происходить только в области меньшего давления, какими и будут являться зоны отслоения в плоскости верхнего контакта интрузивов.

Естественно, что выполнение таких трещин расплавом обусловит возникновение тел пласто- и грибообразной формы с крутопадающими корневыми частями, т.е. их залегание будет точно таким, какое характерно для реальных жильных гранитов и дополнительных интрузивов экзоконтактовых частей массивов гранитоидов, формирующихся в спокойной тектонической обстановке.

Принципиально оправдано проникновение расплава и в более высоко-расположенные сводообразные системы трещин над интрузивом. В этом случае дополнительные инъекции должны образовывать кольцеобразные дайки с выполаживающейся верхней частью. Как отмечалось, такие тела известны во многих районах мира. Особенно они характерны для маловязких базитовых магм, способных проникать по разломам на значительные расстояния и дольше находиться в жидком состоянии. Недаром большинство типичных кольцевых даек (в частности рассматривавшихся Е.Андерсоном) связано с массивами основных и ультраосновных пород.

Безусловно, что инъекции расплава из внутренних частей интрузивов могут происходить и вследствие стороннего тектонического воздействия на плутон. Такие инъекции могут также локализоваться в зоне ближнего экзоконтакта материнского массива и образовывать сходные формы. Однако чаще они будут "уходить" дальше от интрузива и иметь типичную дайкообразную конфигурацию, выполняя крутопадающие трещины. Наличие таких инъекций усложняет общую картину развития околоинтрузивных новообразований, позволяет выделять среди дополнительных интрузивов и жильных гранитов ряд генераций.

Может создаться такое положение, что возникающая вдоль поверхности контакта интрузива система трещин не будет иметь сообщения с расплавом внутренних частей массива. В этом случае перепад давлений будет воздействовать на флюиды, газы, содержащиеся в окружающих интрузивных и вмещающих породах. Эти фазы, перемещаясь к области разрежения и расширяясь там, будут откладывать свой минеральный груз. Таким образом, в области верхнего контакта интрузивов могут возникать тела пегматитов, грейзенов и т.п. Механизм переноса и отложения из подвижных фаз при образовании таких пегматитов будет близок или аналогичен механизму собирания газообразных фаз при формировании пегматитов, образующихся внутри интрузива - камерных, жилородных (ч. II, гл. 2, в). Поэтому мы здесь на описании этого механизма подробно не останавливаемся. Укажем лишь на особенности некоторых прикровельных пегматитов и других минерализаций.

Выше мы отмечали отдельные наиболее благоприятные места возникновения минеральных новообразований в зоне контакта интрузивов гранитоидов - это различные неровности кровли, в том числе у подножия куполообразных выступов. В этих местах минеральные новообразования экзоконтакта часто являются продолжением внутриинтрузивных минерализаций.

Имеется еще один тип минерализаций в плоскости контакта, обладающий широким распространением и своеобразным характером. Речь идет о пегматитах и сопровождающих их более поздних минерализациях (грейзенах, кварцевых жилах и т.п.), возникающих в самых верхних частях поверхности контакта куполовидных выступов интрузивов гранитоидов.

Возникновение таких минерализаций по нашим представлениям обусловлено образованием "свободного" объема при оседании поверхности куполообразного выступа интрузива (ч. II, гл. 7) и отставании осе-

дания перекрывающих пород (ч. III, гл. 1, в). В этом случае полость отслоения образуется в самой верхней точке контакта купола и имеет линзообразную форму. В соответствии с формой возникающих полостей, пегматиты и другие минерализованные залежи в плоскости верхнего контакта куполообразных выступов интрузивов имеют также линзообразную форму. Размеры таких тел нередко сравнительно велики. Примеры линзообразных тел пегматитов можно видеть на многих гранитных куполах Восточного Забайкалья, Калбы, Центрального Казахстана и в других местах (фиг. 34). Возникновение зазора между оседающим гранитным куполом и перекрывающими породами часто обуславливает появление в плоскости контакта интрузива сплошной кварцевой "рубашки", как, например, это имеет место на гранитном куполе обнажения Богов Утес в Восточном Забайкалье (см. фиг. 22). Вблизи пегматитов и кварцолитов нередко происходит интенсивное метасоматическое изменение пород (грейзенизация и т.д.), обычно захватывающее и верхнюю часть интрузива, и вмещающие породы.

Поскольку в таких ситуациях процесс минералообразования происходит на границе двух сред, вещество для построения минерализованных залежей заимствуется как из интрузива, так и из вмещающих пород. Минеральный состав тел должен отражать эту особенность. Например, в случае контрастных по составу сред прикровельные пегматиты должны несколько отличаться от пегматитов, расположенных глубже, внутри интрузива в окружении магматических пород. Прикровельные пегматиты будут иметь общие черты химизма с пегматитами, возникающими вблизи ксенолитов вмещающих пород (ч. II, гл. 6). Эта закономерность четко подтверждается на пегматитах гранитного массива Акжайляу в Западном Тарбагатае, где прикровельные и околоксенолитные пегматиты обладают сходством, но отличаются от пегматитов внутригранитных. Определенное влияние вмещающих пород должны испытывать и пегматиты зон экзоконтакта интрузивов, вначале формировавшиеся как камерные, а затем выжатые сторонними или автономными тектоническими подвижками за пределы магматических тел. Как известно, такие пегматиты также широко развиты, но поскольку причиной наблюдаемого голожения их могут являться движения, не связанные с термическим сокращением объема плутонов, мы их не рассматриваем.

Реально и совмещение или близкое расположение в пространстве дополнительных интрузивов, пегматитов и гидротермалитов. В возникающую систему прикровельных трещин сначала проникает расплав и образуется тело жильных гранитов, а затем сообщение с внутренними частями интрузива прекращается. Так как расширение трещин будет продолжаться, то где-то вблизи тела жильных гранитов, вероятнее всего в его верхней части или на боковых продолжениях, начнут откладываться продукты из газовой и затем гидротермальной фаз, то есть начнут образовываться пегматиты и затем гидротермалиты. И, наконец, нельзя исключить и образование внутри жильных гранитов особенно дополнительных интрузивов собственных пегматитов. Каждую дополнительную инъекцию мы можем и должны рассматривать как интрузив, т.е. некоторую порцию магмы, сокращающуюся при остывании

в объеме, что способно вызвать появление соответствующих минерализаций. Как известно, пегматиты, связанные с дополнительными интрузивами, особенно крупными, широко распространены и имеют важное промышленное значение (Центральный Казахстан).

В результате всех этих процессов в областях верхних контактов куполовидных выступов интрузивов гранитоидов, формирующихся в спокойной тектонической обстановке, может возникать наложение, совмещение различных минерализаций. В совокупности с вышеописанными внутриинтрузивными минерализациями они будут определять еще больший промышленный интерес таких участков интрузивов.

Глава третья

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ. НЕКОТОРЫЕ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

Мы рассмотрели многие из возможных механизмов формирования пегматитов внутри интрузивов гранитоидов малых глубин и за их пределами. Прежде чем перейти к дальнейшему изложению процессов, происходящих в надинтрузивных толщах и связанных с термическим сокращением объема плутонов, остановимся на некоторых моментах, касающихся классифицирования гранитных пегматитов.

Попытки создания классификаций пегматитов предпринимались давно. Некоторые авторы посвятили этому вопросу специальные исследования, многие затрагивали его косвенно. Создание совершенной классификации столь изменчивых объектов дело трудное. Особенно большие затруднения возникают при попытках создания генетических классификаций. Это не удивительно, если учесть, что генетические проблемы образования пегматитов еще решены не полностью.

Наиболее известны классификации Ниггли (Niggli), Ляндеса (Landes), А.Е. Ферсмана (1940), К.А. Власова (1952), А.И. Гинзбурга (1952), А.А. Беуса (1953), В.Д. Никитина (1960), Г.Г. Родионова (1964). Не разбирая подробно особенностей перечисленных классификаций (это сделано в указанных работах Г.Г. Родионова и К.А. Власова), отметим лишь некоторые общие черты. Такой главной особенностью является то, что по сути дела все авторы в основу своих классификаций клали вещественный состав пегматитов. Одни придавали ему исключительное значение (Ниггли, Власов, Беус, Никитин), другие привлекали характеристики состава пегматитов для подтверждения предлагаемых подразделений, основанных на других факторах.

Как известно, А.Е. Ферсман, рассматривая пегматитовый процесс как эволюционный, разбивал его на 10 геофаз и соответствующих им 10 типов пегматитов "чистой линии". Кроме того, он выделял и пегматиты "линии скрещения". Выделение геофаз производилось в зависимости от падения температуры и преобразования тех или иных минеральных ассоциаций. Выделение пегматитов "линии скрещения" было

обусловлено изменением их химического и минерального состава. А.Е. Ферсман учитывал и значение таких факторов, как геохимические особенности провинций.

Ляндес в качестве причины различия пегматитов считал степень их вторичного изменения. Но группы пегматитов отличал также по минеральному составу.

В классификациях А.И. Гинзбурга (1952) и Г.Г. Родионова (1964) минеральный и химический состав различных групп пегматитов определяются факторами глубинности и соответствующей глубиной обстановкой формирования пегматитов, например, зоны глубинности гранитизации или гипабиссальные интрузивы. Учитываются соответствующие этим условиям морфология и текстурно-структурные особенности тел. Ими впервые подчеркнута важная особенность относительно малоглубинных пегматитов — наличие в них пустот. Придается большое значение воздействию тектоники в период формирования пегматитовых тел, учитываются даже такие обстоятельства, как приуроченность пегматитов к ксенолитам в интрузивах и др.

Безусловно, что без учета минерального и химического состава при создании классификаций пегматитов обойтись невозможно. Однако имеют существенное значение и другие факторы, в частности, физико-механические особенности формирования пегматитов. Как отмечал А.Е. Ферсман, процесс пегматитообразования постепенный. Поэтому те или иные минеральные ассоциации не приурочены строго к какой-либо одной фазе и даже типу пегматитов. Они продолжают возникать иногда в течение всего времени образования пегматита. На это обстоятельство с большой убедительностью показала еще в 1937 г. Н.В. Петровская. Но даже если и можно было бы четко выделять смены минеральных ассоциаций в пегматитах, этот принцип не мог быть положен в основу генетической классификации, так как эти минеральные ассоциации выделяются в одном и том же эволюционирующем пегматитовом теле. Нельзя же отдельные части одного и того же явления относить к разным генетическим типам.

Таким образом, приходится констатировать, что четкого отбития многих типов пегматитов по минеральному и химическому составу добиться невозможно. Разумеется, это не касается таких разнородных и генетически обособленных групп, как пегматиты базитов и гранитоидов и т.п.

Поэтому наибольшего успеха в классификации пегматитов достигли те исследователи, которые привлекали для своих построений другие факторы (А.И. Гинзбург, Г.Г. Родионов).

Разработка вопросов формирования различных типов гранитных пегматитов привела нас к выводу о возможности дополнения существующих классификаций. Это дополнение может быть сделано с позиций механики процесса образования пегматитов в различной геологической обстановке.

Поскольку нами изучались гранитные пегматиты и только те, которые связаны с типичными интрузивами сравнительно небольших глубин, то естественно в предлагаемую классификацию не вошли все возможные способы образования пегматитов, даже связанных с гранитами. Рас-

смаатриваемые типы соответствуют в основном формациям хрусталеносных, миароловых и в меньшей степени редкометалльных пегматитов классификаций А.И. Гинзбурга и Г.Г. Родионова.

В табл. 4 предлагается подразделение пегматитов. Обоснование предлагаемого деления пегматитов приведено в соответствующих разделах выше. Кроме личных наблюдений, нами использованы и литературные данные. В таблице не упоминается состав пегматитов, что не является случайным, так как все эти пегматиты гранитные, кроме того, все они принципиально могут возникнуть в одном и том же интрузиве. Совершенно очевидно, что на каждом из выделяемых типов мы можем увидеть сходные минералогические и геохимические особенности. Таким образом, если учитывать только состав пегматитов, четкое генетическое разделение их станет невозможным. С другой стороны, ясно, что в разной геохимической обстановке состав пегматитов может изменяться и даже существенно. Но по механизму образования такие пегматиты могут быть абсолютно однотипными. Например, пегматиты, локализующиеся вблизи ксенолитов контрастных по составу вмещающих гранитоидов пород, могут сильно изменять свой состав и внешний облик, так как заимствуют вещество ксенолита. Получается подобие пегматитов "скрещения", о чем мы говорили выше (ч. II, гл. 2, в; ч. II, гл. 6). Но если ксенолит имеет состав, аналогичный граниту (например, песчаник), тогда пегматит по химизму не будет заметно отличаться от вмещающих пород, хотя весь механизм его образования, в том числе и процесс "скрещения" останутся такими же, как и в случае контрастных сред. Исследователь, выделяющий пегматиты "скрещения" по их контрастному составу, такой пегматит в эту группу не отнес бы, хотя "скрещение" произошло.

То же самое можно сказать и о пегматитах, располагающихся в эндо- и экзоконтактной зоне интрузива, где на них оказывают влияние вмещающие породы. Очевидно, что это влияние будет разным в зависимости от состава этих пород и удаленности от них пегматитовых тел (ч. II, гл. 2, в). Так как различия в валовом составе пегматитов зависят от состава исходных пород, то пегматиты, возникающие в контрастных средах, имеют более разнообразные и меняющиеся ассоциации минералов. При некотором статистическом обобщении можно даже выработать критерии, позволяющие предсказывать возможный состав того или иного пегматита в зависимости от состава среды. Таким образом, можно давать качественную оценку значимости пегматита.

Следует учитывать еще одно обстоятельство, влияющее на состав пегматитов, которое вытекает из сущности предлагаемого механизма их образования. Пегматиты могут иметь разное минеральное выполнение в зависимости от того, чем была представлена преимущественно выполняющая фаза — остаточным расплавом, водным раствором или газом. Одни и те же по типу образования пегматиты в зависимости от степени оформленности тел и преобладающей мобильной фазы материнских гранитов могут быть представлены хоть и гранитным, но несколько отличающимся веществом, например, графикой или породой с преобладанием кварца, полевого шпата, флюорита и др. Последние типы, как отмечалось (ч. II, гл. 8), характерны для магм, содержащих наибольшее количество летучих компонентов.

В таблице 4 указаны примерные размеры пегматитов. Возможно, в других районах они могут несколько варьировать. Важен порядок величин и главное соотношение размеров тел разных выделенных типов пегматитов.

В предлагаемой классификации не упоминается влияние метасоматоза. Как уже отмечалось (ч. II, гл. 2, в, д), автосоматоз является неотъемлемой частью процесса формирования пегматитов и не может рассматриваться как какой-то отдельный дополнительный фактор. Он в разной степени обязателен для всех выделяемых типов пегматитовых тел. Метасоматоз, обусловленный влиянием каких-то сторонних растворов, воздействующих на пегматит после его окончательного формирования (например, по секущим трещинам), не является составной частью процесса образования пегматитов. Хотя он и способен обусловить существенное изменение их состава, но является во многих случаях фактором случайным. В любом из выделяемых типов пегматитов могут быть тела, через которые прошли поздние трещины и тела которые эти трещины миновали. Если базироваться на факт наличия такого наложенного метасоматоза, то генетически однотипные пегматиты могут оказаться в разных группах, а разнотипные — в одних и тех же группах. Поэтому такое воздействие поздних разломов и растворов на пегматиты надо учитывать как фактор, определяющий масштаб объекта и его состав (особенно в случае проникновения разломов в контрастные среды), но вводить в генетическую классификацию нелогично.

Таким образом, предлагаемое дополнение к существующим классификациям указывает, где локализируются пегматиты, связанные с интрузивами гранитоидов. Какие примерные размеры и формы тел можно ожидать. С учетом сказанного о влиянии вмещающей среды и тектонических факторов оно позволяет судить и о составе пегматитов. Поэтому такое дополнение может быть использовано при поисках и прогнозировании пегматитов, связанных с интрузивами гранитоидов.

Так как большинство выделяемых типов пегматитов возникает и развивается до заметных масштабов только в интрузивах, остывающих в относительно спокойной тектонической обстановке (ч. II, гл. 2, в; ч. II гл. 3, 5; ч. III, гл. 2), то эти пегматиты следует искать в основном в таких плутонах, в их верхних частях. Глубина распространения пегматитов внутрь интрузивов зависит от многих причин, в том числе от формы интрузивов, конфигурации их поверхности, например, высоты куполообразных выступов, тектоники. Оно может оцениваться в каждом конкретном случае отдельно. В качестве общей приближительной оценки этого интервала для среднего по величине плутона лавколитовидной формы можно полагать верхнюю четверть его вертикального разреза. Причем надо учитывать, что механизм образования пегматитов внутри интрузивов обуславливает их этажное расположение в пределах продуктивного интервала.

В интрузивах, подвергающихся в период консолидации очень интенсивным тектоническим воздействиям, пегматиты практически не образуются. Несколько меньшая степень такого воздействия может допустить появление шлировых пегматитов, имеющих малую практическую

Пегматиты, выделяемые по механизму образования внутри и вблизи интрузивных гранитоидов

Подразделения пегматитов		Механизм образования и преимущественные места локализации	Приблизительные размеры	Преобладающие формы
Камерные	Собственно камерные, миароловые.	Возникают в результате выполнения внутренних усадочных раковин при термическом сокращении объема интрузивов. Начало формирования - магматическая стадия становления интрузивов. Локализуются в верхних частях куполовидных интрузивов и их выступов, постепенно исчезают в глубь интрузива. Характерны для интрузивов, остывающих в спокойной тектонической обстановке	Сравнительно небольшие. Обычные размеры несколько метров в поперечнике	Округлые, короткие линзовидные
	Жилоподобные	Возникают в результате выполнения трещинных разновидностей внутренних усадочных раковин. Начало формирования - магматическая стадия становления интрузива. Локализуются в верхних частях куполовидных интрузивов и их выступов. Характерны для интрузивов со сложным рельефом поверхности и подвергающихся в момент формирования пегматитов небольшим тектоническим подвижкам	До первых десятков метров в длину при умеренной мощности	Жилоподобные и ветвящиеся. Характерно наличие локальных раздувов
	Шлировые	Возникают первично как камерные и жилоподобные пегматиты. В процессе тектонического воздействия на интрузив и движения магмы приобретают вытянутые очертания. Характерны для интрузивов, остывающих в неспокойной тектонической обстановке. Локализуются в верхних частях разреза интрузивов, перемещенные тела могут встречаться и на более глубоких горизонтах	Малая мощность при значительной (десятки метров) длине	Лентообразные, изгибающиеся параллельные структурам течения гранитов
Связанные с субгоризонтальными пласто- и грибообразными дополнительными интрузивами и жильными телами гранитов внутри материнских массивов	Залегающие в прикровельных частях дополнительных интрузивов и жильных гранитов	Возникают в результате выполнения внешних усадочных полостей при термическом сокращении объема дополнительных интрузивов и жильных гранитов. Начало формирования - магматическая стадия становления жильных тел. Локализуются в плоскости верхнего контакта тел дополнительных интрузивов и жильных гранитов особенно на участках куполовидных выступов	Размеры зависят от величины тел дополнительных интрузивов и жильных гранитов. Виденные размеры - до 7 м мощности и 25-30 м в плане	Обычно плоские линзы, конформные поверхности тел жильных гранитов
	Камерные, миароловые пегматиты внутри дополнительных интрузивов и жильных гранитов	Возникают в результате выполнения внутренних усадочных раковин при термическом сокращении объема тел дополнительных интрузивов и жильных гранитов. Начало формирования - магматическая стадия становления жильных тел. Локализуются в верхних частях этих тел	Размеры зависят от величины тел дополнительных интрузивов и жильных гранитов. Виденные размеры - до 1 м в диаметре	Округлые, овальные
Связанные с ксенолитами различных пород в интрузивах гранитоидов		Возникают при термомеханическом и физико-химическом взаимодействии ксенолитов с гранитами. Многие начинают формироваться в магматическую стадию существования вмещающих гранитов. Локализуются на контакте (преимущественно верхнем) ксенолитов вмещающих гранитоидов и внутри ксенолитов по трещинам	Размеры зависят от величины и состава ксенолитов, особенностей вмещающих гранитоидов. Вблизи крупных ксенолитов могут достигать первых десятков метров	Неправильные ветвящиеся, реже шлироподобные
Трещинные *		Возникают как перемещенные инъекции в трещинах в полностью затвердевших участках интрузива. Часто имеют черты кварц-полевошпатовых жил, продолжающих формирование пегматитов. Разрывы могут быть обусловлены механическим взаимодействием пород кровли и интрузива, литостатической нагрузкой, тектоническими движениями, оседанием поверхности интрузива в процессе термического сокращения его объема. Развиваются главным образом на продолжении глубоких выступов, в перегибах поверхности интрузива, в частности, у подошвы куполообразных поднятий, вблизи других неровностей	Жилы до десятков метров по простиранию. Столбы и трубы - до десятков метров по падению	Жилы и жилоподобные залежи, конформные контакту и крутопадающие. Столбы и трубы крутопадающие
Возникающие в плоскости верхнего контакта интрузивов		Образуются в результате выполнения полостей отслоения при термическом сокращении объема интрузивов. Локализуются в самых верхних частях поверхности контакта куполовидных выступов интрузивов	Виденные размеры до 10 м мощности и 30-40 м по горизонтали	Линзы, плоские залежи
Возникающие в зоне экзоконтакта интрузивов		Образуются при тектонических нарушениях, проникающих в интрузив и в пегматитовые тела внутри интрузива. Многие можно параллелизовать с группой так называемых выжатых пегматитов. Развита вдоль верхних контактов интрузива, "уходят" от него на десятки метров. Приурочиваются к наиболее ослабленным участкам поверхности плутонов. Часто служат продолжениями пегматитов, возникающих во внутренних частях интрузивов - камерных, трещинных. Могут образовываться как из магматического расплава, так и из постмагматических продуктов.	Протяжение жилы, крупные залежи	Жилы, грибо- и силлообразные залежи, столбы. Часты локальные раздувы
Связанные с дополнительными интрузивами и жильными телами гранитов в зоне экзоконтакта материнских массивов	Залегающие в плоскости верхнего контакта и окончаниях тел дополнительных интрузивов и жильных гранитов	Возникают в результате выполнения внешних усадочных полостей при термическом сокращении объема дополнительных интрузивов и жильных тел. Локализуются в плоскости верхнего контакта и на окончаниях дополнительных интрузивов и тел жильных гранитов	Размеры зависят от величины дополнительных и жильных тел. Достигают нескольких десятков метров по горизонтали	Линзы, плоские залежи
	Камерные, миароловые пегматиты внутри тел дополнительных интрузивов и жильных гранитов	Возникают в результате выполнения внутренних усадочных раковин при термическом сокращении объема дополнительных интрузивов и жильных тел. Начало формирования - магматическая стадия становления этих тел. Локализуются в верхних частях разреза дополнительных интрузивов, жильных тел	Размеры зависят от величины дополнительных и жильных тел. Обычно не больше 1-1,5 м в диаметре	Округлые, линзовидные

* Эти пегматиты часто продолжают во вмещающих интрузив породах, поэтому их можно относить к группе возникающих в зоне экзоконтакта интрузивов ("выжатых").

значимость. Небольшие тектонические подвижки, в том числе автономного характера (ч. II, гл. 3,6), не исключают образование пегматитов, но часто обуславливают возникновение преимущественно жилоподобных и типичных трещинных тел.

Камерные пегматиты и пегматиты, связанные с жильными инъекциями гранитов внутри материнских массивов, образуются в наиболее спокойной тектонической обстановке. Наличие повторяющихся в разрезе массива тел жильных гранитов горизонтального залегания и пластчатой формы свидетельствует о спокойной тектонической обстановке формирования такого плутона, поэтому такие жильные инъекции в интрузивах гранитоидов можно рассматривать как важный поисковый признак на пегматиты.

В соответствии с закономерностями термического сокращения объема расплавов (ч. II, гл. 1, а), каждая из его порций испытывает принципиально одинаковые изменения. Поэтому однотипные пегматиты должны возникать в породах главной, дополнительных фаз интрузивов гранитов и в телах жильных пород. Разница может обуславливаться размерами тел, а также теплофизическими различиями режимов их остывания (ч. I, м).

Наконец, следует остановиться еще на одном обстоятельстве. В промышленности пегматитами иногда называют граниты с большим количеством мелких миарол. Эти граниты действительно имеют пегматоидный облик и в некоторых отраслях хозяйства используются наравне с типичными крупнозернистыми пегматитами. Такие пегматоидные граниты в предлагаемую классификацию не вошли, так как генетически пегматитовыми телами в них являются миаролы. Наличие миарол — аналогов усадочных раковин — определяет изменение состава и структуры всей массы пород (ч. II, гл. 2,д).

Глава четвертая

ТЕРМИЧЕСКОЕ СОКРАЩЕНИЕ ОБЪЕМА ИНТРУЗИВОВ КАК ПРИЧИНА ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ И СТАДИЙНОСТИ ЭНДОГЕННОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Наиболее важным процессом, на который оказывает существенное влияние термическая усадка плутонов, представляется возникновение и развитие гидротермального оруденения во вмещающих в основном надинтрузивных толщах, зональный и стадийный характер этого оруденения.

Исследователей с давних, догеологических времен привлекали рудные объекты. Поэтому по месторождениям накоплен огромный фактический материал. В разное время делались попытки обобщить его, сделать выводы по генезису руд.

Одна из таких попыток обобщить, осмыслить имеющиеся данные по эндогенным в основном гидротермальным связанным с гранитоидами

месторождениям была предпринята в 30–40-е годы академиком С.С.Смирновым. Его выводы были опубликованы в ряде статей, затрагивавших широкий круг вопросов генезиса эндогенных месторождений, в том числе проблемы зональности и стадийности гидротермального рудообразования. В результате были сформулированы основные эмпирические закономерности развития, зонального размещения эндогенных рудных месторождений. Эти закономерности следующие.

1) образование рудных залежей во времени и пространстве происходит последовательно, начинаясь от контакта интрузива; 2) интервал развития оруденения ограничен сотнями–первыми тысячами метров; 3) месторождения располагаются концентрически вокруг интрузивов; 4) основная масса рудных тел залегает выше интрузивов, локализуясь в основном вблизи положительных форм их поверхности; 5) рудные залежи часто залегают этажно, образуя тела сводообразного типа; 6) рудообразующие растворы перемещаются к местам отложения в соответствии с центробежным затухающим развитием трещиноватости вмещающих интрузив пород; 7) по мере удаления от интрузива происходит изменение минерального состава руд, относительно высокотемпературные минералы сменяются низкотемпературными. То есть устанавливается зональное размещение оруденения.

В литературе и сейчас довольно часто появляются описания, подтверждающие указанные особенности развития минерализации. Ниже приводится ряд примеров, характеризующих указанные взаимоотношения интрузивов гранитоидов и оруденения, его зонального развития.

Так, В.И.Смирнов (1939) детально описал зональное концентрическое распределение групп разнотипных месторождений около ряда гранитных куполообразных массивов в Таласском Алатау. Например, вокруг Кумыштагского интрузива расположено 59 месторождений, состоящих следующие главные зоны: а) контактовые скарны с W, Mo, Bi, As; б) пирротиновые тела с As, Cu; в) арсенопиритовые, г) полиметаллические, д) кварц-карбонатные с Pb, Cu; е) безрудные кварцевые жилы. В.И.Смирнов отмечает, что зоны однотипных месторождений разделены значительными безрудными площадями, что такая зональная локализация месторождений имеет место только около интрузивов, формировавшихся в относительно спокойной тектонической обстановке. Среди рудных залежей широко развиты пластообразные формы. Причем "вопрос о связи рудных месторождений с гранитами в Таласском Алатау абсолютно ясен и сомнений не вызывает" (стр. 67).

По данным С.П.Соловьева (1937), район Тырны-Ауза "...представляет довольно хороший пример зонального распределения рудных веществ вокруг материнского магматического тела, которым в данном случае была молодая интрузия, причем главную роль в рудообразовании играли лейкократовые гранит-порфиры" (стр. 783). Выделяются три основные рудные зоны: а) гипотермальная (до 0,3 км от интрузива) с W, Mo, частично Cu; б) мезотермальная (до 1 км от интрузива) с As, Pb, Zn, Bi, Co, Cu; в) эпитептермальная (не менее 1,5–2 км от интрузива) – типичными представителями являются месторождения сурьмы. "Всесторонними исследованиями доказано, что происхождение всех отмеченных руд генетически связано с... лейкократовыми гранит-порфирами" (стр. 773).

Зональное развитие разнотипных месторождений около интрузивов гранитоидов средних глубин для ряда районов Кавказа описано Г.Д.Афанасьевым (1950). Он отмечает, что гидротермальные жилы, генетически связанные с этими массивами, встречаются на расстоянии свыше 1,5 км от интрузивов.

Д.О.Онтоев (1963) описал зональное расположение месторождений вокруг штока гранит-порфиров в Восточном Забайкалье. В апикальной части штока развиты жилы с W далее от интрузива - Sn, As, в наибольшем удалении - руды Pb. В.А.Невский (1966), концентрически зональное расположение трещин и разнотипных рудных тел наблюдал над массивом сиенитов в Курганском месторождении в Таласском Алатау.

Согласно В.Т.Покалову (1972), на многих месторождениях Казахстана и Кавказа оруденение располагается вокруг апикальных частей гранитных плутонов, образуя кольцеобразные ореолы. Вблизи интрузивов локализуются месторождения W, Mo, далее Cu, в периферических частях Pb, Zn. Размах оруденения до 1500 м.

Вокруг Чаватинского гранитоидного интрузива в Узбекистане на расстоянии около 1000 м в вертикальном и горизонтальном направлениях развиты разнотипные месторождения и рудопроявления. В интрузиве - Mo и W, далее Bi, еще дальше As и по периферии Pb (Дунин-Барковская, 1972).

Интрузив гранитов в Забайкалье залегает на глубине около 1200 м. В перекрывающих породах на всем интервале развиты рудные тела - вблизи гранитов Mo; выше Au, As; еще выше Au + полиметаллы; в самой верхней части разреза антимонитовая минерализация (Лешкович, Эйдельман, 1972).

В Алмалыкском рудном районе около штоков гранодиорит-порфиров отмечается зональность месторождений разных типов. Вблизи магматических тел развиты месторождения Mo, Cu; далее Au; в краевых частях Pb, Zn (Голованов, 1972).

Месторождения Хапчерангинского рудного узла генетически связаны с гранитным плутоном, расположенном на глубине 1-2 км. От гранитов вверх устанавливается последовательный ряд пространственно разобщенных месторождений: касситерит-грейзеновые, кварц-касситеритовые, сульфидно-касситеритовые, карбонатно-полиметаллические (Гундобин и др., 1971).

По Центральному Казахстану подобное размещение оруденения вблизи массивов гранитоидов неоднократно излагалось в работах Г.Н.Щербы и публикациях других казахстанских геологов (например, Щерба, 1960; Щерба, Лаумулин, Сенчило, 1972). В апикальных частях интрузивов и вблизи их поверхности локализуются рудные тела с Mo и Sn; в более высоких ярусах они сменяются рудами W и Bi; еще выше получают развитие Cu, Pb, Zn. Интервал распространения оруденения по данным 11 объектов составляет от 0,1 до 1,6 км. Типичный пример развития оруденения над куполовидным массивом гранитоидов был изображен на фиг. 37. Нами аналогичные закономерности размещения оруденения наблюдались на Рудном Алтае и Восточном Забайкалье. Такие примеры можно было бы продолжать. Именно на множественности их были установлены упомянутые эмпирические закономерности размещения место-

рождений, морфологии рудных тел, зональности эндогенного минералообразования.

Такое постоянство в расположении месторождений около интрузивов гранитоидов и другие перечисленные особенности развития эндогенного минералообразования однозначно свидетельствуют о том, что они были обусловлены постоянно действующим (не случайным!) фактором.

То обстоятельство, что все месторождения и минерализованные залежи приурочены к структурным нарушениям в толщах перекрывающих интрузивы пород, свидетельствует о том, что этим постоянно действующим фактором указанного закономерного размещения минерализаций было проявление околоинтрузивной тектоники. Поскольку эта тектоника специфична, повторяема и, как было показано выше, обязана своим происхождением оседанию перекрывающих пород при термическом сокращении объема интрузивов, то становится очевидным ее четкое коррелятивное влияние на возникновение столь же закономерного, сравнительно однотипного характера околоинтрузивных минералообразовательных процессов.

Хотя, как говорилось, мысль об органической связи трещинообразования с процессами становления, остывания плутонов не нова, детальных доказательств ее до сих пор приведено не было. Об этом коротко говорится в работах Спурра (Spurr, 1916), И.Ф. Григорьева (1934), А.Г. Бетехтина (1955). С.С. Смирнов также высказал "... чрезвычайно гипотетическое предположение. Не существует ли какой-нибудь органической связи между усилением трещинообразования в данном рудном узле и остывающим интрузивным телом?" (1937, стр. 1080).

Значительный вклад в изучение данной проблемы сделали Г.Н. Щерба, Т.М. Лаумулин, Н.П. Сенчило, так же как и мы, связывающие развитие эндогенных рудообразовательных процессов с формированием магматических тел, с возникновением тектоники оседания надинтрузивных толщ при термическом сокращении объема плутонов.

Как можно видеть, связь между режимом трещинообразования в околоинтрузивном пространстве с остыванием интрузива является вполне реальным и достаточно интенсивным процессом. Поскольку трещинообразование происходит в толщах, содержащих влагу и газы, газы и растворы выделяются и из остывающего интрузива, то описанное центробежное околоинтрузивное трещинообразование не может не сказаться на перераспределении подвижных фаз, на процессах минералообразования.

Знание закономерностей тектоники оседания надинтрузивных толщ дает исследователю возможность в ряде случаев по-новому представить, осмыслить и понять многие до сего времени неясные моменты процессов эндогенного минералообразования. В частности, позволяет понять, расшифровать ряд вопросов зональности и стадийности оруденения.

Теоретические воззрения советских геологов в вопросах первичной околоинтрузивной зональности оруденения, как отмечалось, базируются в основном на положениях, изложенных С.С. Смирновым (1937), а также Ю.А. Билибиним (1951) и др. и еще ранее Россом, Хилсом и др. и отчасти Эммонсом (1933 и др.). Основные моменты этих положений были перечислены выше. Как можно видеть, вопросы зональности рудоотложения около интрузивов неразрывно связаны с проблемами пространства, миграции минералообразующих растворов, условиями локализации

рудных тел и т.д. Можно с уверенностью полагать, что в случае отсутствия околоинтрузивной тектоники оседания пород, столь четкой закономерной и специфичной картины размещения минерализованных залежей около интрузивов мы не смогли бы увидеть. Это относится и к интервалу развития рудных тел над плутонами, и к пространственной разобшенности, и к морфологии рудных тел и т.д.

Общая схема механизма возникновения околоинтрузивной зональности минералообразования с позиций термического сокращения объема плутонов и развития тектоники оседания перекрывающих пород представляется в следующем виде.

При остывании интрузивов во вмещающих их породах устанавливается температурное поле. Высокие температуры внутри и вблизи интрузива обуславливают соответствующее высокое давление газов в них. По мере удаления от интрузива и снижения температуры оно будет меньше. Таким образом, в ореоле околоинтрузивного прогрева будет существовать и поле газового давления. Очевидно, что если в пределах этого поля давления на разных его уровнях возникнут трещины и они будут между собой сообщаться, то газы или растворы начнут перетекать в область меньшего давления, т.е. от интрузива вверх и в меньшей степени в стороны. Причем порядок разницы давлений таков (см., например, расчет ч. II, гл. 2, в), что маловязкие газы и растворы смогут проникать по минимальным путям сообщений и достаточно быстро.

Поскольку трещинообразование в надинтрузивной фазе происходит центробежно и скачкообразно, то в таком же режиме будет осуществляться и перемещение, продвижение вверх мобильных фаз. Места отложения минерального груза в идеальном случае будут достаточно определены. Они будут диктоваться этажным расположением сводообразных систем трещин, которые при своем возникновении и расширении долгое время будут являться центрами локальных последовательно возникающих полей концентрических перепадов давления, а при известной скорости расширения — и температуры. Следовательно, каждая из систем трещин будет центром собирания подвижных фаз и местом отложения минерального груза. В результате и возникнут разобшенные этажно расположенные минерализованные залежи. Как можно видеть, предлагаемый механизм надинтрузивного оседания пород отвечает на вопрос, поставленный С.С.Смирновым (1947): "Почему руды не отлагаются из растворов раньше, чем последние достигают той или иной зоны ...?" (стр. 29). В изложенном можно видеть объяснение линзо- и сводообразных форм рудных тел, а также величины интервала развития оруденения над интрузивами, обычно не превышающего первых 1-2 км. Все это и обуславливает возникновение закономерной картины размещения рудных тел над интрузивами, описанной выше.

Из приведенных геологических примеров видно, что этажно разобшенные рудные тела, как правило, имеют разный состав, хотя возможно повторение в разрезе более или менее однотипных залежей. Последнее, вероятно, зависит от степени трещиноватости подводящих каналов и других причин. При относительно свободном проникновении растворов и близком составе разных горизонтов рудовмещающих толщ возможность

появления однотипных минерализаций увеличивается. Такой этажный характер размещения близких по составу пластообразных пологозалегающих рудных залежей наблюдается на многих полиметаллических месторождениях Рудного Алтая, в том числе на изучавшемся автором известном Зырянском месторождении. По нашим представлениям, это обусловлено в основном оседанием надинтрузивных пород при термическом сокращении объема плутонов.

Как указывают Д. И. Горжевский и др. (1972), каждая из рудных залежей представляет собой повторение предыдущей (ритмическая зональность) и имеет крутопадающие продолжения. Подобные взаимоотношения описаны на полиметаллических и колчеданных месторождениях Рудного Алтая, а также Урала и Салаира А.С.Лапуховым (1972). Э.И.Шкурко (1971) описано этапное развитие над интрузивом гранитов однотипных флюоритовых месторождений.

В целом же перемещающиеся от интрузива растворы при их взаимодействии с различными породами и вследствие изменения параметров состояния будут изменять свой состав. Поэтому действие указанного механизма надинтрузивного оседания пород разумеется в совокупности с другими причинами должно приводить к закономерному изменению распределения минеральных ассоциаций в надинтрузивном пространстве. Следовательно, наряду с отмеченной повторяемостью более или менее однотипных рудных тел с присущими им элементами внутренней неоднородности, зональности может и должна возникнуть зональность на всем интервале ореола воздействия интрузива на вмещающие породы. Другими словами, вокруг интрузивов наиболее закономерно зональное концентрическое расположение разнотипных, разнотемпературных месторождений, что наблюдается в действительности.

Указанное расположение разнотипных месторождений объясняется значительностью временного интервала развития надинтрузивной тектоники, а также тем, что рудовмещающие концентрические структуры могут располагаться на большом удалении от магматического тела, где роль магматогенных растворов уже не может быть столь велика, как вблизи интрузивов. Если даже такой раствор и мигрирует на указанные расстояния, он не сможет сохранить свой состав неизменным. Описанный механизм предполагает огромное влияние на формирование околоинтрузивных месторождений состава вмещающих пород, степени их влаго- и газонасыщенности, количества и состава растворенных и растворимых компонентов. Причем это влияние вследствие вовлечения в процесс рудообразования все более конденсированных растворов из вмещающих пород и уменьшения влияния магматогенных растворов будет усиливаться в направлении от интрузива. В частности, влияние вмещающих пород, имеющих, как известно, щелочную реакцию, будет оказываться на обязательном уменьшении кислотности растворов по мере удаления от интрузива. Поэтому месторождения или рудные тела, располагающиеся вблизи интрузивов, имеют и должны иметь состав, позволяющий утверждать их существенно магматогенное происхождение. Чем дальше от интрузива, тем влияние магматогенных растворов будет меньше.

С изложенных позиций месторождения достаточно удаленные от интрузивов могут совершенно не иметь черт влияния магматогенных раст-

воров, хотя своим происхождением они могут быть обязаны находящемуся где-то на глубине плутону. Такие месторождения должны возникать выше зоны интенсивной трещиноватости оседающих пород, в зоне, где образуются преимущественно более или менее замкнутые "полости" отслоения, уже не сообщающиеся с магматическим телом. Размеры таких потенциальных полостей, как показывают наблюдения над оседанием пород над горными выработками (Канлыбаева, 1968 и др.) и экспериментальные данные, в том числе проведенные нами опыты (см. фиг. 42, в) могут быть довольно значительными, сопоставимыми с площадью поверхности куполообразных выступов нижерасположенных интрузивов. Наиболее протяженные "полости" отслоения должны возникать в сравнительно слабо тектонически нарушенных, монотонных, горизонтально-слоистых толщах перекрывающих интрузивы пород. Эти обстоятельства необходимо учитывать специалистам при определении генезиса пластообразных рудных тел, для которых связь с магматическими телами остается проблематичной. Подтверждением этому служат многочисленные случаи выявления под месторождениями, рудными узлами иногда даже ранее не предполагающихся интрузивов.

Поскольку при оседании надинтрузивных толщ обязательно неоднократное опускание и дробление пород, то обязательно и подновление ранее образовавшихся трещин. А это значит, что новые порции рудообразующих растворов могут проникать вдоль одних и тех же путей. Ранее отложившиеся минералы будут дробиться, а трещины залечиваться новыми минеральными образованиями, т.е. возникнет явление, носящее название стадийности минералообразования. Как известно, факты дробления и пересечения пород и уже отложившихся руд каждой новой порцией рудообразующего и обычно качественно нового раствора (новые — более низкотемпературные минералы) привели С.С.Смирнова к предположению о прерывистом, "пульсирующем" характере поступления рудообразующих растворов из остывающего интрузива. Следует отметить, что и Эммонс не отрицал фактов наложения более поздних качественно отличных руд на ранние и совмещение их в пространстве в одном рудном теле (Эммонс, 1933, стр. 12), хотя в литературе укоренилось мнение, что он предполагал лишь одноактное поступление растворов.

Предложенный механизм объясняет и дает новое толкование пульсирующему режиму проникновения по трещинам растворов, акцентированному С.С.Смирновым. С изложенных позиций такая пульсация, обуславливающая стадийность минералообразования, определяется не прерывистым отделением в физико-химическом смысле рудообразующих растворов остывающей магмой, как следует из некоторых работ С.С.Смирнова, а циклическим режимом развития внутри- и околоинтрузивной тектоники, которая обуславливает в основном пульсирующую подачу, продвижение растворов от остывающего интрузива. Так как количество импульсов оседания пород должно быть больше вблизи интрузивов, то, казалось бы, здесь же должно быть и большее количество стадий минерализаций. Однако специфика развития геологических объектов вносит свои коррективы в эти закономерности. Известно, что вблизи интрузивов (например, с которыми связаны оловорудные и некоторые другие месторождения) обычно визуально преобладает одна стадия минералообразования, а

другие стадии имеют подчиненное значение. На некотором удалении от магматических тел число стадий и четкость их разграничения и по времени, и по составу возрастают.

Такое положение можно объяснить следующим образом. Вблизи интрузивов существует интенсивный прогрев среды, т.е. физико-химические условия здесь длительное время остаются более или менее однотипными. Поэтому усиливается вероятность длительного образования и однотипных минералов, а частота импульсов опускания поверхности интрузива, тектонических движений в этой зоне еще больше способствует сливанию многих стадий образования минералов в единое целое. На некотором удалении от интрузива импульсы трещинообразования более редки, они разделены периодами накопления напряжений, следовательно, они будут фиксироваться, отбиваться более четко. Кроме того, раз они разделены относительно длительными интервалами спокойствия, то и растворы, приносящие с собой тепло, проникают реже, т.е. изменения физико-химических условий происходят циклично. Растворы каждый раз успевают прийти "в равновесие" со средой, образовать жилы или другие минеральные тела; весь этот участок может относительно охладиться. Только после этого происходят новые подвижки, дробление возникших минералов и образование новых.

И.Н.Кига́й (1966) на Лифудзинском месторождении наблюдал, что в каждую из стадий минералообразования происходило повторение геохимического гидротермального цикла. В начале каждой стадии кислотностью растворов возрастала, а затем уменьшалась на фоне общего понижения кислотности растворов от стадии к стадии, разделенных периодами тектонических подвижек, открывавших пути для поступления новых порций растворов. Соответственно циклично происходило и повышение температуры. На основании этого И.Н.Кига́й предложил выделение стадий минералообразования производить по такому повторению геохимических циклов.

Мы можем лишь отметить, что такое повторение вполне логично на основе предлагаемого механизма надинтрузивного оседания пород с его цикличностью, вероятностью подновления одних и тех же трещин, проникновением принципиально сходных растворов из одного и того же магматического тела на разные расстояния и отложением вещества в одних и тех же участках.

Можно полагать, что установление отмеченной геохимической цикличности вследствие многократного наложения процессов минералообразования и многих других причин является делом сложным. Однако имеются сведения, что в последнее время она констатирована еще на нескольких объектах.

Заканчивая изложение данного раздела, следует сказать, что предложенный механизм околотрузивного минералообразования может быть использован для прогнозирования и поисков рудных залежей в надинтрузивных толщах. Это можно делать, реконструируя развитие надинтрузивной тектоники оседания. При знании размеров и конфигурации плутона вполне возможны расчеты высоты зоны трещинообразования, сдвижения пород, зоны активного проникновения рудообразующих растворов. Учет механических свойств перекрывающих пород, в

частности направления их слоистости, позволяет говорить о местах локализации минерализованных залежей, об их форме. Как отмечалось, в природной обстановке описываемые процессы могут быть в разной мере затушеваны, в частности, региональной тектоникой, наличием конических и радиальных систем трещин, возникающих при внедрении интрузива и др. Поэтому в описанную схему в каждом отдельном случае должны вноситься соответствующие коррективы. Надо также принимать во внимание, что многие месторождения образуются в зонах глубинных долгоживущих разломов. "Питание" таких месторождений осуществляется, видимо, в основном за счет более глубоко расположенных источников, чем соседствующие интрузивы, — может быть за счет вещества магматических очагов, давших эти плутоны. Сами плутоны испытывают мощные сторонние тектонические движения, существенно влияющие на структурообразование, массоперенос и возникновение минерализаций. Например, такими подвижками могут быть обусловлены импульсы выхода порций рудообразующих растворов из магматических тел, что внесет свои поправки в процесс стадийности рудоотложения. Для таких участков земной коры роль термического сокращения отдельных интрузивов в структуро- и минералообразовании учесть труднее. Тем не менее она есть, поскольку есть обязательный и мощный процесс термического сокращения объема магматитов, и принимать ее во внимание при изучении закономерностей распределения и генезиса таких рудных объектов весьма желательно.

Такова общая схема развития дислокаций и закономерностей распределения минеральных новообразований в надинтрузивных толщах при термическом сокращении объема магматических тел. В настоящем изложении мы, естественно, не смогли осветить всех сторон этой сложной проблемы. На данном этапе это и не входило в нашу задачу. Безусловно, возможна детализация предлагаемой схемы, в том числе объяснение специфики процесса в разной геологической обстановке, более полное изложение связи геохимических аспектов минералообразования с механизмом проявления околоинтрузивной тектоники и т.д.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрены некоторые процессы, связанные с явлением термического сокращения объема интрузивов гранитоидов малых глубин, остывающих в относительно спокойной тектонической обстановке. Сделана попытка показать, насколько существенным является влияние термической усадки на формирование внутреннего строения и состояния самих интрузивов и на процессы, происходящие в окружающей среде, обсуждаются вопросы структурообразования, массообмена, минералообразования.

В связи с основной задачей выяснения влияния термического сокращения объема интрузивов на изменения внутри и вне магматических тел затронуты проблемы физического состояния магмы, включая механизмы конвекции, гравитационного движения взвешенных частиц, диффузии, реологических свойств расплавов и др. Представление о термической усадке интрузивов и сопутствующих процессах рассматривается как существенное звено в разработке физической модели формирования магматических тел.

Термическое сокращение веществ; в том числе магматических расплавов и закристаллизовавшихся из них пород – явление обязательное и достаточно интенсивное. Усадка создает большие напряжения, приводит к дислокациям, появлению внутри и вблизи интрузивов значительных "свободных" объемов, возникновению резких перепадов давлений, миграции подвижных фаз и в конечном счете – к возникновению минеральных новообразований. Поскольку термическое сокращение протекает в периоды существования магмы (жидкости) и затем твердой породы, то вызываемые ею изменения, происходящие в обоих этих периодах, различны. Изучение термической усадки интрузивов и сопровождающих ее явлений представляет интерес с точки зрения познания магматического процесса, закономерностей формирования интрузивов, а также различных постмагматических явлений. В частности, ее можно рассматривать в качестве важного звена в решении вопросов связи эндогенного оруденения с интрузивным магматизмом. А.Г.Бетехтин (1955₁) писал: "... мы ... должны добиваться реальных представлений о причинах и направлениях перемещения рудоносных растворов...". Он подчеркивал, что эти перемещения могут происходить только при перепаде давлений. Термическая усадка интрузивов является тем процессом, знание которого позволяет иметь эти реальные представления о путях перемещения магмогенных и других растворов, о силах, заставляющих их перемещаться, о местах локализации откладываемого из них минерального груза.

Из всего многообразия явлений, вызываемых остыванием интрузива, его термической усадкой, на данном этапе изучения мы выделили лишь главные. Степень подробности характеристик этих явлений и процессов разная. Она, в частности, зависит от современного уровня знаний. Конкретно в процессе исследований проделано следующее:

1. Произведен приблизительный подсчет термического сокращения объема интрузивов гранитоидов в условиях малых глубин. Этот расчет, по-видимому, впервые сделан для всех периодов существования интрузивировавшей магмы: периодов жидкого (дисперсного) расплава, кристаллизации и остывания затвердевшей породы. Учитывалось изменение соотношения жидкость-кристаллы в процессе остывания расплава. Для принятых условий величина термического сокращения объема кислой магмы составила 8,382% ее исходного интрузивировавшего объема. В соответствии с принятыми исходными данными эту величину следует рассматривать как усредненную. Возможные колебания начальной температуры интрузивирующих магм, их фазового состава и другие изменения, естественно, должны вызывать изменения и величины термической усадки.

2. Произведена оценка соотношения усадочных объемов, реализующихся внутри интрузивов (мелкая пористость, различная кавернозность, трещиноватость) и вне их (уменьшение внешних размеров). Это соотношение в общем балансе термического сокращения объема интрузивов гранитоидов (порядка 8-9%) приблизительно составляет $\frac{2-3\%}{5-7\%}$.

3. Предложен механизм образования камерных, фашиальных пегматитов и миарол в интрузивах гранитоидов. Проведены моделирующие эксперименты, проделаны расчеты, разработаны элементы теории этого процесса. Интрузивы рассматриваются как гигантские подобию отливок, а камерные пегматиты и миаролы как аналоги усадочных раковин в таких отливках. Определены условия и силы, способные даже в столь вязкой среде, какой являются кислые гипабиссальные магмы, осуществить собиранье, накопление в определенных участках интрузивов локальных масс пегматитового вещества.

Формирование камерных пегматитов происходит последовательно из остаточного магматического расплава и в постмагматическую стадию становления интрузивов. Постмагматические растворы могут существенно изменять ранее образовавшиеся минералы, затушевывая истинное соотношение продуктов обеих стадий. Тем самым внесен вклад в решение дискуссии о магматическом или метасоматическом способе образования пегматитов. Сделаны выводы о степени замкнутости систем камерных пегматитов.

4. Предложен механизм образования некоторых типов жилородных пегматитов в интрузивах гранитоидов. Трещины, вмещающие такие пегматиты, являются аналогами "горячих" трещин отливок. Они возникают в еще не полностью закристаллизовавшемся расплаве, но в котором уже не могут проявляться силы поверхностного натяжения, обуславливающие округлую форму пегматитовых тел.

5. Проведена детализация процесса образования некоторых обычно минерализующихся трещин контракции в куполовидных интрузивах гранитоидов (пологие внутрикупольные трещины, крутопадающие трещины

на склонах куполов). Определены их взаимоотношения с более поздними трещинами отдельности.

6. Предложен механизм образования некоторых жильных гранитов, в том числе дополнительных интрузивов (по В.С. Колтеву-Дворникову) внутри и вблизи материнских массивов гранитоидов. Рассмотрен механизм возникновения в дополнительных интрузивах и жильных гранитах самостоятельных тел пегматитов.

7. Определены условия возникновения различных структурных и минеральных новообразований внутри куполовидных массивов и выступов гранитоидов. Указаны причины их последовательности появления и пространственного развития (в частности, этажный характер залегания и исчезновение к центру плутонов). Приведено объяснение "мертвой" линии Эммонса внутри интрузивов.

8. Рассмотрено механическое взаимодействие ксенолитов и интрузивов гранитоидов в процессе их теплообмена. Термомеханическое взаимодействие в системе интрузив-ксенолит обуславливает возникновение вблизи ксенолитов участков пониженных давлений, дислокаций, миграцию подвижных фаз. Это приводит к образованию вблизи ксенолитов даек и шпир аплитовидных гранитов, тел пегматитов и других новообразований минералов.

9. Разработана схема механизма возникновения и развития околоинтрузивной тектоники, связанной с термическим сокращением объема рассматриваемых интрузивов. Проведены моделирующие эксперименты, сделаны расчеты, изложены элементы теории. Основным моментом развития околоинтрузивной тектоники является оседание перекрывающих интрузив пород при термическом сокращении его объема. Оседание пород протекает в соответствии с законами горной механики. Над интрузивом последовательно, центробежно образуются сводообразные этажно расположенные системы трещин. Выше них располагается зона прогибания с относительно замкнутыми полостями отслоения. Общая амплитуда сдвижения пород может достигать значительных величин.

10. Показана роль околоинтрузивной тектоники на процессы возникновения, распределения минеральных, в том числе рудных новообразований в околоинтрузивном пространстве. С этих позиций удовлетворительно объясняются известные эмпирические установленные закономерности зонального рудоотложения около интрузивов гранитоидов, а именно почему: а) образование рудных залежей во времени и пространстве происходит последовательно, начинаясь от контакта интрузива; б) интервал развития оруденения ограничен сотнями — первыми тысячами метров; в) основная масса рудных тел располагается выше интрузива; г) рудные залежи часто залегают этажно, образуя тела сводообразного типа; д) рудообразующие растворы перемещаются к местам отложения в соответствии с центробежным, затухающим развитием трещиноватости вмещающих интрузив пород; е) подача, продвижение рудообразующих растворов происходит пульсационно и др.

11. На основе механизма развития околоинтрузивной тектоники дается объяснение возникновению стадийности эндогенного минералообразования. Она обусловлена прерывистым, циклическим дроблением вме-

шающих интрузив пород; прерывистым неоднократным подновлением трещин — путей движения растворов и вследствие этого циклическим пульсационным поступлением самих растворов в процессе оседания вмещающих пород при термическом сокращении объема интрузивов. В соответствии с нестационарным режимом формирования (остывания) интрузивов более поздние минералы являются более низкотемпературными и качественно другими.

12. Приведены новые взгляды на физико-механические свойства кислых магм. Доказывается возможность приобретения такими магмами в условиях малых глубин свойств неньютоновских жидкостей (твердообразных сред). Знание реологических свойств магматических расплавов важно при оценке вероятности протекания в магмах ряда физических процессов, например массообмена, в частности, отделения интрузивами рудообразующих растворов и др.

13. Рассмотрены возможности некоторых механизмов массопереноса внутри кислых интродуцировавших магм (гравитационное перемещение выделившихся фаз, диффузия, конвекция). Сделаны выводы, что вязкость, реологические свойства кислых магм в условиях малых глубин, а также характер затвердевания интрузивов таковы, что за время, сопоставимое с периодом их консолидации, мобильные фазы таким путем перемещаются внутри интрузивов и выходят за их пределы практически не могут. В условиях интрузивов малых глубин практически исключаются и конвективные движения магмы.

14. Предложено дополнение к существующим классификациям пегматитов, связанных с интрузивами гранитоидов. Оно сделано на основе специфики физических аспектов механизма формирования пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Авершин С.Г. Вопросы сдвижения горных пород. - Труды совещ. по управлению горным давлением. Углетехиздат, 1948.
- Авершин С.Г. Расчет сдвижений горных пород. М.-Л., Metallurgizdat, 1950.
- Анфилов В.Н., Абрамов В.А., Коваленко В.И., Огородова В.Я. Фазовые отношения в аглаитовой области системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при давлении 1000 кг/см². - Докл. АН СССР, серия геол., 1972, 204, № 4.
- Аппен А.А., Шишов К.А., Каялова С.С. Зависимость поверхностного напряжения сложных силикатных расплавов от их состава. - Ж. физ. хим., 1952, 26, вып. 8.
- Архангельская В.В. Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье). - Труды ИГЕМ, 1963, вып. 93.
- Афанасьев Г.Д. О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями. - Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. ИЛ, 1963.
- Базаров Л.Ш. О возможном термобарометрическом значении высокотемпературных первичных включений жидкостей и газов в минералах гранитов. - В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия", т. 1. Изд-во "Наука", 1968.
- Базаров Л.Ш., Добрецова И.Л., Юсупов С.Ш. Характер распределения фтора вокруг камерного пегматита в гранитах. - Докл. АН СССР, 1964, 157, № 5.
- Базаров Л.Ш., Моторина И.В. Физико-химические условия формирования редкометалльных пегматитов натро-литиевого типа. - Докл. АН СССР, 1969, 188, № 1.
- Бакуменко И.Т. О процессах образования высокотемпературных зон пегматитов. - В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия", т. 1. Изд-во "Наука", 1968.
- Балицкий В.С. Изменения гранитов и пегматитов под воздействием щелочных кремнийсодержащих гидротермальных растворов при повышенном давлении. - Докл. АН СССР, 1966, 171, № 5.
- Балицкий В.С. Экспериментальное изучение одновременных процессов околополостного метасоматоза и роста кристаллов кварца. - Труды ВНИМСИМС, 1970, 13.
- Барт Т. Теоретическая петрология. ИЛ, 1956
- Беликов Б.П. Упругие и прочностные свойства горных пород. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 43.
- Белоусов В.В. К вопросу о механизме ориентировки минералов в горных породах. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1950, 25, вып. 5.
- Белоусов Н.Н., Додонов А.А. Исследование влияния давления на развитие усадочных дефектов в отливках из цветных сплавов. - В сб. "Усадочные процессы в металлах". Изд-во АН СССР, 1960.
- Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. ИЛ, 1949.

- Бетехтин А.Г. О причинах движения гидротермальных растворов. - В сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, 1955.
- Бетехтин А.Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. - В сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, 1955.
- Беус А.А. О зональности гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1953.
- Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. - Записки Всес.мин.об-ва, серия 2, ч. XXX, вып. 2, 1951.
- Бочвар А.А. Исследование механизма и кинетики кристаллизации сплавов эвтектического типа. М.-Л., ОНТИ, 1935.
- Бочвар А.А. О механизме уплотнения отливок при кристаллизации их под давлением. - В сб. "Научные труды МИЦМИЗ", вып. 8, М.-Л., 1940.
- Бочвар А.А. Полезный эффект кристаллизации сплавов под давлением в зависимости от состава сплава. - Изв. АН СССР, ОТН, 1940, № 7.
- Бочвар А.А., Кузина В.В. Влияние характера кристаллизации и интервала кристаллизации на подвижность металлической жидкости между растущими кристаллами. - Изв. АН СССР, ОТН, 1946, № 10.
- Брирлей-Рапатц. Слитки и изложницы. Л., изд-во "Техника и производство", 1928.
- Варгин В.В., Евстропьев К.С., Кракау К.А., Прок И.М., Стожа - ров А.И. Физико-химические свойства стекла и их зависимость от его состава. Гизлегпром, 1937.
- Вейник А.И. Теория особых видов литья. Машгиз, 1958.
- Вейник А.И. Теория затвердевания отливки. Машгиз, 1960.
- Вилли П., Таттл О. Плавление в земной коре. (Труды XXI Междунар. геол. конгр., вып. 2). ИЛ, 1963.
- Власов К.А. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 5.
- Власов К.А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Воларович М.П. Исследование вязкости и пластичности расплавленных шлаков и горных пород. - Ж. физ. хим., 1933, 4, вып. 6.
- Воларович М.П. Применение методов исследования вязкости и пластичности в прикладной минералогии. - Труды Ин-та прикладной мин., 1934, вып. 66.
- Воларович М.П., Корчемкин Л.И. Опыты по получению структур течения расплавов горных пород и по фильтрации расплавов, содержащих кристаллы. - Труды III совещ. по эксперим. мин. и петрогр. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Воларович М.П., Леонтьева А.А. Исследование упругости расплавов горных пород. - Докл. АН СССР, 1939, 3, № 5.
- Воларович М.П., Леонтьева А.А., Корчемкин Л.И. Исследование вязкости кристаллических эффузивных горных пород и сплавленных из них стекол в интервале размягчения. - Записки Мин. об-ва, 1940, ч. 69, № 1.
- Воларович М.П., Толстой Д.М. Определение постоянных пластичного потока минеральных суспензий. - Ж. физ. хим., 1933, 4, вып. 6.
- Вольдан Я. Исследование процесса плавления и кристаллизации горных пород типа базальта. - В сб. "Проблемы каменного литья". Киев, 1963.
- Вольфсон Ф.И. Структуры эндогенных рудных месторождений. - В сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, 1955.
- Воронцов Е.С., Есин О.А. О механизме диффузии в жидких шлаках. - Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1958, № 2.
- Гаврусевич Б.А. О пегматитах гранитной магмы верховьев р.Сох. - Труды Памирской экспед., 1930.

- Гершуни Г.З., Герасимова С.Б. Об одном случае решения конвективной задачи с учетом зависимости коэффициента вязкости от температуры. — Ученые записки Молотовск. ун-та, 1954, 8, вып. 3.
- Гзовский М.В. Метод моделирования в тектонофизике. — Сов. геология, 1958, № 4.
- Гзовский М.В. Моделирование тектонических процессов. — В сб. "Проблемы тектонофизики". Госгеолтехиздат, 1960.
- Гинзбург А.И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях и их оценке. — Разведка и охр. недр, 1952, №2.
- Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геол. рудных месторожд., 1960, № 1.
- Годлевский М.Н., Кравцов Г.С., Сливко В.М. Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый термометаморфизм углей вблизи трапповых интрузивов. — Геол. и геофиз., 1962, № 2.
- Голованов И.М. Типы зональности Алмалыкских медно-порфировых месторождений и прогноз золото-молибденово-медного оруденения. (Тезисы докладов к совещанию "Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений"). М., 1972.
- Горжевский Д.И., Голева Г.А., Исакович И.З. Рудная зональность свинцово-цинковых месторождений СССР (Тезисы докладов к совещанию "Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений"). М., 1972.
- Гречный Я.В. Механика и кинетика кристаллизации сплавов эвтектического типа. — Металлургия, 1936, № 10-11.
- Григорьев Д.П. Перекристаллизация минералов. — Записки Всес.мин.об-ва, 1956, ч. 85, № 2.
- Григорьев И.Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы. — В сб. "Большой Алтай". Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Грушкин Г.Г., Хельвас И.Г. К вопросу о кристаллизации гидротермальных кварцев из коллоидных растворов. — Мин. сб. Львовск. ун-та, 1951, № 5.
- Гультай И.И., Малышева Т.Я. Связь фазового состава шлаков системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ с их вязкостью. — В сб. "Эксперимент в технической минералогии и петрографии". Изд-во "Наука", 1966.
- Гундобин Г.М., Андреев Д.М., Богатырев П.В. К вопросу о влиянии глубины становления материнской интрузии на процесс рудоотделения (на примере Халчегангинского рудного узла). — В сб. "Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса". Владивосток, 1971.
- Давиденко И.В. К практике измерения палеотемператур гранитоидов по методу Т.Барта. — Геохимия, 1966, № 5.
- Долгов Ю.А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, 1, вып. 15.
- Долгов Ю.А. Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов. — Геол. и геофиз., 1965, № 8.
- Доломанова Е.И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 23.
- Дралле Р., Кеппелер Г. Производство стекла. ОНТИ, 1935-1938.
- Дунин-Барковская Э.А. Зональность Устарайского вольфрамово-мышьяковисто-висмутового рудного поля (Узб.ССР). (Тезисы докладов к совещанию "Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений"). М., 1972.
- Дэли Р.А. Магматические горные породы и их происхождение. Гостехиздат, 1920.
- Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л., 1953.

- Ермаков Н.П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни. - В сб. "Пьезооптическое кристаллосырье", № 1. М., 1956.
- Есин О.А. О природе жидких шлаков. - В кн. "Вопросы шлакопереработки". Челябинск, 1960.
- Жуков И.И. Коллоидная химия, ч. 1. Суспензоиды. Л., 1949.
- Заварицкий А.Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. - Записки Мин. об-ва, 1947, № 1.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-Химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Захарченко А.И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. - Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, вып. 6.
- Иебсен-Марведель Г. Производственно-технические пороки стекла, ч. 1. Гизлегпром, 1941.
- Иодко Э.А., Ильяшенко Б.Ф. Моделирование процесса затвердевания и усадки слитков спокойной стали. - Изв. Высших учебн. завед., чер. мет., 1965, № 2.
- Искандаров Э. Экспериментальные исследования по термическому расширению пород и минералов. - Узб. геол. ж., 1968, № 4.
- Кадик А.А., Хитаров Н.И. Влияние давления на массообмен между магматическими расплавами и водой внешней среды. - Геохимия, 1965, № 5.
- Кадик А.А., Хитаров Н.И. Возможные пределы некоторых видов массообмена с магмами. - Геохимия, 1966, № 9.
- Казанли Д.Н. Расчет температурных полей интрузивных тел. - Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1949, вып. 11.
- Казанли Д.Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравитационного и магнитного полей. - Изв. АН СССР, 1955, серия геол., вып. 20.
- Казанли Д.Н. Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании. - Изв. АН Каз. СССР, серия геол., 1952, вып. 12.
- Калиш Р.М. Применение вакуума для уменьшения пористости отливок. - В сб. "Пористость в отливках, полученных литьем под давлением и мероприятия по борьбе с ней". М., 1964.
- Калужный Вл.А., Возняк Д.К. Термодинамическая и геохимическая характеристика минералообразующих растворов пегматитов занорышевого типа (по жидким включениям в минералах). - Мин. сб. Львовск. ун-та, 1967, вып. 1, № 21.
- Калужный Вл.А., Притула З.С. К выяснению структурных, термодинамических и геохимических условий деятельности глубинных растворов пегматитов занорышевого типа (по реликтам минералообразующих сред). Геол. и геох. горюч. ископ., 1967, вып. 9.
- Канлыбаева Ж.М. Закономерности сдвижения горных пород в массиве. Изд-во "Наука", 1968.
- Карякин А.Е. Об источнике кремнезема кварцевых жил и хрустальных гнезд Приполярного Урала. - Труды ВНИИП, 1958, 2, вып. 1.
- Касаткин А.Г. Основные процессы и аппараты химической технологии. (Изд. 7-е). М., 1960.
- Кигаи И.Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения. - В сб. "Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений". Изд-во "Наука", 1966.
- Кирпичев М.В. Теория подобия. Изд-во АН СССР, 1953.
- Китайгородский И.И. Стекло и стекловарение. Промстройиздат, 1950.
- Кларкс С. (мл.) Справочник физических констант горных пород. Изд-во "Мир", 1969.

- Колташев Н.Г. Механические свойства тиксотропных систем с хрупким разрывом. - Колл. ж., № 6, 1949, 11.
- Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.
- Коптев-Дворников В.С. О геологических условиях развития явлений дифференциации в гранитных интрузивах формации малых глубин. Сов. геология, 1961, № 1.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д.С. Факторы равновесия при метасоматозе. - Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 3.
- Корпачев В.Г. Поверхностные свойства железистых шлаков. - Изв. Высших учебн. завед., чер. мет., 1962, № 6.
- Костылева Е.Е. Метод декрепитации и его значение для минералогической термометрии. - В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия". Изд-во "Наука", 1965.
- Крейтер В.М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых, ч. 1. Госгеолтехиздат, 1960.
- Крейтер В.М., Красников В.И. Месторождения цветных металлов. - В сб. "Цветная металлургия Центральной и Восточной Германии". Металлургиздат, 1947.
- Кренк И.Г., Ойя Р.В. Экспериментальное изучение анатаксиса. - Труды XII Междунар. геол. конгр., вып. 2. ИЛ, 1963.
- Кропоткин П.Н. Значение тектонических процессов для образования кислых магм. - Труды ГИН, геол. серия, 1941, вып. 47, № 14.
- Кропоткин П.Н. О происхождении гранитов. - Сов. геология, 1940, № 9.
- Кунаев И.В. О зональном размещении редкометалльно-золотого оруденения северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья. - В сб. "Проблемы постмагматического рудообразования", т. 1. Прага, 1963.
- Лавринг Т.С. Температура внутри и вблизи интрузий. - В сб. "Проблемы рудных месторождений". ИЛ, 1959.
- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. Изд. 2-е Гостехтеоретиздат, 1954.
- Лапин В.В., Курцева Н.Н. Дифференциация силикатных расплавов в производственных условиях и ее геологическое значение. - Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.
- Лапухов А.С. Практическое значение ритмической вертикальной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений. (Тезисы докладов к совещанию "Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений"). М., 1972.
- Лаумулин Т.М. Формирование трещин в гранитном массиве и условия их приоткрывания. - Труды ГИН АН Каз. ССР, 1962, 6.
- Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Начало плавления гранита и электропроводность его расплава в зависимости от высокого давления паров воды. - Геохимия, 1964, № 3.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Зайцев К.К. К вопросу о давлении в туннелях. Изв. Петрогр. политех. ин-та, 1915, 24, вып. 2.
- Леммлейн Г.Г. О соотношении современного и первоначального объемов жидких включений в минералах. - Докл. АН СССР, 1950, 72, № 4.
- Леммлейн Г.Г., Клия М.О., Островский И.А. Об условиях образования минералов в пегматитах по данным изучения первичных включений в топазе. - Докл. АН СССР, 1962, 142, № 1.

- Лернер Л.М. Борьба с пористостью в крупных алюминиевых отливках. — В сб. "Пористость в отливках, полученных литьем под давлением и мероприятия по борьбе с ней". М., 1964.
- Лешкович Э.В., Эйдельман А.П. Прогнозирование оруденения на основе минералого-геохимической зональности рудного поля (Забайкалье). (Тезисы докладов к совещанию "Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений). М., 1972.
- Лодочников В.Н. Тектоника гранитных массивов и проблема батолитов Г.Клоса". — Записки Мин. об-ва, 1926, 55, вып. 2.
- Лукашев А.Н., Громов А.В., Чижик О.Е. К генезису мелкозернистых гранитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 3.
- Луц А.Я. О генезисе и времени образования акцессорной редкоземельной минерализации в пегматитах щелочных гранитов. — Изв. АН Латв. ССР, 1966, № 5 (226).
- Лютых Е.Н. Условия подobia при моделировании тектонических процессов. — Докл. АН СССР, 1949, 64, № 5.
- Мазурин К.П. К вопросу о поисках железорудных месторождений на Среднем Урале. — Разведка и охрана недр, 1956, № 6.
- Мак-Кефери Р. и др. Вязкость доменных шлаков по данным американских исследователей. — Сов. металлургия, 1932, № 3.
- Малиновский Е.П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. Изд-во "Наука", 1965.
- Малкин В.И., Могутнов Б.М. Измерение коэффициентов самодиффузии иона натрия в трехкомпонентных силикатных расплавах. — В сб. "Физическая химия расплавленных солей и шлаков". Металлургиздат, 1962.
- Марин Ю.Б. Особенности становления гранитоидных интрузий малых глубин. — Записки Всес. мин. об-ва, 1967, ч. 96, вып. 3.
- Мархинин Е.К. Черепаховая структура над современным лакколитом в кальдере вулкана Головинина. — Сов. геология, 1957, № 61.
- Мирзоян Г.Г. Иоцит в плагиогранит-порфирах Алавердского рудного района. — Изв. АН Арм. ССР, 1965, 18, № 5.
- Митрофанская С.Н. Петрохимическая и геохимическая особенности редкометалльных гранитов массива Акчатау. Алма-Ата, 1970.
- Москвин П.П. Обзор основных направлений по борьбе с пористостью в отливках, получаемых литьем под давлением. — В сб. "Пористость в отливках, полученных литьем под давлением и мероприятия по борьбе с ней". М., 1964.
- Мусихин В.И., Есин О.А. О коэффициентах диффузии в расплавленных шлаках. — В сб. "Физическая химия расплавленных солей и шлаков". Металлургиздат, 1962.
- Нагапетян Л.Б. Экспериментальное исследование кристаллизации гранитоидных расплавов. Зап. Арм. отд. Всес. минер. общ., вып. 5, 1972.
- Наседкин В.В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 98.
- Невский В.А. Трубочатые тела брекчированных пород Чаткарагайско-Курганского рудного узла. — Геол. рудных месторожд. 1966, № 1.
- Никитин В.Д. Гипотеза генезиса слюдоносных и редкометалльных пегматитов и задачи их дальнейшего изучения. — Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, вып. 29.
- Никитин В.Д. Условия формирования редкометалльных и слюдоносных пегматитов. — В сб. "Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. Проблема 17". Изд-во АН СССР, 1960.
- Новохатский И.А., Есин О.А., Чучмарев С.К. О диффузии водорода в расплавленных шлаках. — Докл. АН СССР, 1961, 136, № 4.

- Онтоев Д.О. О соотношении различных типов гипогенной зональности в некоторых редкометалльных месторождениях Восточного Забайкалья. - В сб. "Проблемы постмагматического рудообразования", т. 1. Прага, 1963.
- Орининский Н.В. Шлакопемзовая установка доменного цеха Нижне-Тагильского металлургического комбината. - В сб. "Вопросы шлакопереработки". Челябинск, 1960.
- Орлов Д.М. О механизме формирования посторогенных интрузий в связи с явлением усадки при кристаллизации. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, 98.
- Осипов М.А. Иоцит из интрузивных пород Рудного Алтая. - Докл. АН СССР, 1962, ч. 146, № 6.
- Осипов М.А. Значение вязкости кислых гипабиссальных магм для процессов отделения летучих компонентов. - Геол. рудных месторожд., 1966, № 4.
- Осипов М.А. Усадочные явления в остывающих магмах как причина образования камерных пегматитов. - Геол. рудных месторожд., 1967, № 6.
- Осипов М.А. Механическое взаимодействие и динамика подвижных фаз в системе интрузив-ксенолит. - Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 3.
- Осипов М.А. Приблизительная оценка термического сокращения объема интрузивов гранитоидов малых глубин. - Записки Всес. мин. об-ва, 1970, серия II, ч. 99, вып. 6.
- Осипов М.А. Механизм образования камерных пегматитов в интрузивах гранитоидов формации малых глубин. - В сб. "Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации". Изд-во "Недра", 1972₁.
- Осипов М.А. О возможности естественной тепловой конвекции в интрузивах гранитоидов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1972₂, № 1.
- Осипов М.А. Моделирование камерных пегматитов. - Докл. АН СССР, 1973₁, 212, № 4.
- Осипов М.А. Процесс остывания интрузива и размещение рудных тел. Сов. геол., № 3, 1973₂.
- Островский И.А. Исследование по минералообразованию в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода. - Труды ИГЕМ, 1956, вып. 1.
- Павлинов В.Н. Формы и механизм образования малых интрузивных тел типа лакколлитов. М., 1949.
- Персиков Э.С. Вязкость гранитного расплава при температурах 800-1200°C и давлении воды 2000 бар. - В сб. "Экспериментальные исследования по минералогии (1970-1971)". Новосибирск, 1972.
- Петровская Н.В. Гиганто-магматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района. Свердловск-М., ОНТИ-НКТП, 1937.
- Покалов В.Т. Зональность эндогенных месторождений молибдена и ее значение при оценке оруденения. (Тезисы докладов к совещанию "Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений"). М., 1972.
- Попель С.И. Поверхностное натяжение сталеплавильных шлаков. - Изв. Высших учебных завед., чер. мет., 1958, № 4.
- Попов Н.А., Владимирова Л.А. Некоторые особенности бассейнового способа производства шлаковой пемзы. - В сб. "Вопросы шлакопереработки". Челябинск, 1960.
- Прияткин А.А. Об абсолютной температуре кристаллизации гранитоидов на примере гранитоидов Большого Хингана (КНР). - В сб. "Вопросы магматизма и метаморфизма", т. II. Изд-во Ленинград. ун-та, 1964.
- Протоdjаконов М.М. Попытка опытного исследования законов давления горных пород на горные выработки. - Горный ж., 1912, кн. 4-5.
- Протоdjаконов М.М. Давление горных пород и рудничное крепление, ч. I-II. Госгориздат, 1933.

- Пузанов Л.С., Кудаква Л.П. К вопросу об определении относительных и абсолютных температур образования горных пород. - Геохимия, 1964, № 12.
- Радкевич Е.А. О рудах коллоидного происхождения. - Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Ревердатто В.В. Метаморфический тридимит из контактово-метаморфизованных известняков ларнит-мервинитовой фации. - Докл. АН СССР, 1962, 146, № 3.
- Ритман А. Вулканы и их деятельности. Изд-во "Мир", 1964.
- Родионов Г.Г. Классификация пегматитов и особенности процесса пегматитообразования. - В сб. "Вопросы геологии и генезиса пегматитов." Изд-во "Недра", 1964.
- Родионов Г.Г., Калугин Е.Н., Баландина Л.И., Петрова Н.С. О природе и соотношениях графических и блоковых пегматитов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 8.
- Рулла Н.В. Исследования вязкости натуральных доменных шлаков. - Теория и практика металлургии (бывш. Домез), 1936, № 1.
- Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. Изд-во "Недра", 1973.
- Серб-Сербина Н.Н., Ребиндер П.А. Структурообразование в водных суспензиях бентонитовых глин. - Колл. ж., 1947, 9, № 5.
- Слесарев В.Д. Механика горных пород. Углетехиздат, 1948.
- Слесарев В.Д. Решение задач горного давления приближенными методами инженерных расчетов. - Труды совещ. по управлению горным давлением. Углетехиздат, 1948.
- Слободской Р.М. Определение величины интрузивного давления при формировании субвулканических гранитов. - Докл. АН СССР, 1965, 163, № 2.
- Смирнов В.И. Закономерности распределения оруденения и методы поисков в Таласском Алатау. - Труды МГРИ, 1939, 16.
- Смирнов С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений. - Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.
- Смирнов С.С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. - Записки Мин. об-ва, 1947, ч. 76, № 1.
- Соболев В.С., Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш., Бакуменко И.Г., Шербакова З.В. Высокотемпературные включения в минералах пегматитов и гранитов. - Докл. АН СССР, 1964, 157, № 2.
- Соколов Я.Н., Осинский А.В., Кошинец А.С. Пегматиты Кенкольского гранитного массива. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1964, 108.
- Солинов Ф.Г., Панкова Н.А. Исследование процесса осветления стекла с помощью кино съемки. - Стекло и керамика, 1959, № 10.
- Соловьев С.П. Зональное распределение металлов в районе Тырны-Ауза. - Проблемы сов. геологии, 1937, 7, № 9.
- Спасский А.Г. Основы литейного производства. Металлургия, 1950.
- Спасский А.Г., Пикунов М.В. К вопросу о поведении взвешенных примесей при кристаллизации. - Сб. научных трудов МИЦМиЗолота им. Калинина, 1955, № 25.
- Справочник химика, т.5, изд.2. М.-Л., изд-во "Химия", 1966.
- Строганов А.Н. Взаимоотношение даек и оруденения на месторождении Караоба (Центральный Казахстан). - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 6.
- Султанов Б.И. О фильтрации вязко-пластичных жидкостей в пористой среде. - Изв. АН АзССР, серия физ.-мат. и техн. наук, 1960, № 5.
- Тамман Г. Стеклообразное состояние. ОНТИ, 1935.
- Тобольский Г.Ф. Некоторые литейные свойства расплавов магнитогорских доменных печей и процесс формирования отливок из них. - В сб. "Вопросы шлакопереработки". Челябинск, 1960.

- Усов М. А. Структурная геология. М.-Л., Госгеолиздат, 1940.
- Ушаков Н. Д. О методике поисков "слепых" скарновых и рудных тел. - Разведка недр, 1952, № 2.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. 1. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Фридландер И. Н. Исследование форм роста кристаллов в зависимости от скорости охлаждения. - Изд. Мин. авиац. пром-сти, труды № 95. М., 1949.
- Фридландер И. Н., Высоккая Я. А. Исследование сдвига взвешенных примесей в процессе кристаллизации расплава. - Докл. АН СССР, 1948, 62, № 1.
- Хаймов-Мальков В. Я. К вопросу о росте кристаллов в пористых средах. - Кристаллография, 1958, 3, вып. 4.
- Хан Чи-юн, Григорян В. А., Жуковицкий А. А. Изотопный обмен железа в двухфазной системе твердый металл - жидкий шлак. - Изв. Высших учебных завед., чер. мет., 1961, № 5.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. В., Арсеньева Р. В. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах. - Геохимия, 1959, № 5.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А. Зависимость температуры начала оплавления песчано-сланцевых образований от давления. - Геохимия, 1962, № 4.
- Холмов Г. В. Результаты минералого-петрографической съемки Шерловогорского вольфрамового месторождения (Забайкалье) летом 1928 г. - Изв. Геол. ком-та, 1929, 48, № 10.
- Чернявский И. В. Определение величины и расположения усачочных раковин в шлаковых отливках. - Литейное производство, 1964, № 5.
- Черткова Е. И. Некоторые результаты моделирования тектонических разрывов. - Изв. АН СССР, серия геофиз. и геогр., 1950, 14, № 5.
- Чижиков Д. М., Дейнека С. С. Поверхностное натяжение и плотность цинк-содержащих силикатных расплавов. - Докл. АН СССР, 1961, 138, № 6.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шадулин Т. Н. О коллоидных структурах руд месторождения Яман-Касы на Южном Урале. - Записки Мин. об-ва, 1942, ч. 71, № 3-4.
- Шкурко Э. И. Геология флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района Приморья. - В сб. "Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса". Владивосток, 1971.
- Штейнберг Д. С. Некоторые петрологические критерии поисков эндогенных железорудных месторождений Урала. - В сб. "Материалы по геологии и ископаемому Урала", вып. 5. Свердловск, 1958.
- Шубников А. В. Предварительные опыты измерения так называемой кристаллизационной силы. - Труды Ломоносовск. ин-та геохим. кристаллогр. и мин. АН СССР, 1935, вып. 6.
- Щерба Г. Н. Геологические условия образования некоторых штокверков и зональность оруденения. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1955, вып. 21.
- Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Изд-во АН КазССР, 1960.
- Щерба Г. Н., Гукова В. Д., Кудряшов А. В., Сенчило Н. П. Грейзены, жильный кварц и калишпаты молибдено-вольфрамовых месторождений Казахстана. Алма-Ата, изд-во "Наука", 1964.
- Щерба Г. Н., Лаумулин Т. М., Сенчило Н. П. Рудоносный блок и локализация в нем редкометального оруденения. - В сб. "Доклады сов. геологов на XXIV сессии МГК. Проблема 4. Минеральные месторождения". Изд-во "Наука", 1972.
- Эберт Г. Краткий справочник по физике. М., 1963.
- Эйгенсон Л. С. Моделирование. Изд-во "Советская наука", 1952.
- Эйнштейн А. Новое определение размеров молекул. - В сб. "Брауновское движение". ОНТИ, 1936.

- Эйнштейн А. О движении взвешенных в покоящейся жидкости частиц, требующем молекулярно-кинетической теории теплоты. - В сб. "Брауновское движение". ОНТИ, 1936₂.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. ИЛ, 1962.
- Эммонс В. Х. Изменения первичного оруденения с глубиной. М.-Л., Геолразведиздат, 1933.
- Эммонс В. Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами. - В сб. "Геология рудных месторождений западных штатов США". М.-Л., ОНТИ-НКТП, 1937.
- Юнаковская Ю. В., Дистанова Н. Н. Об изучении гранитных интрузий методами геофизики (на примерах Центрального Казахстана). - В кн. "Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций". Госгеолтехиздат, 1960.
- Юсупов С. Ш. Отрицательные аномалии фтора в гранитах вокруг камерных пегматитов. - Геология и геофизика. № 2, 1972.
- Яворский Б. М., Летлаф А. А. Справочник по физике. Изд-во "Наука", 1964.
- Adams F. An experimental contribution to the question of the depth of zone of flow in the earth's crust. - J. Geol., 20, 1912.
- Anderson E. M. The dynamics of formation of cone-sheets, ring-dynes, and couldron-subsidences. - Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1936, 56, pt. 2.
- Balk R. Inclusions and foliation of the Hamey Peak granite, Black Hills, South Dakota. - J. Geol., 1931, N 8.
- Bowen N. L. Diffusion in Silicate melts. - J. Geol. May-June, 1921, p. 295-317.
- Boedell H. G. The role of colloidal solutions in the formation of mineral deposits. - Trans. Amer. Inst. Mining Metal., 1925, 34, pt. 1.
- Bridgman P. N. The failure of cavities in crystals and rocks under pressure. - Amer. Sci., ser. 4, 1918, 45.
- Bridgman P. N. The Thermal Conductivity and Compressibility of several Rocks under High Pressures. - Amer. J. Sci., 1924, 207.
- Burnham C. W., Davis N. F. The role of H₂O in silicate melts. I. P-V-T relations in the system NaAlSi₃O₈-H₂O to 10 kilobars and 1000°C. - Amer. J. Sci., 1971, 270, N 1.
- Cloos H. Das Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig, 1921.
- Cloos H. Experimente zur inneren Tektonik. - Zentralbl. Min., 1928, 12, 621.
- Cloos H. Zur experimentellen Tektonik, Brüche und Falten. - Naturwis., 1931, 19th Jarb., Hft. 11.
- Cooper C. F. The surface of silicate melts. - Proc. Brit. Ceram. Soc., 1966, N 5.
- Correns G. W. Über die Erklärung der sogenannten Kristallisationskraft. - Sitz. Ber. Preus. Akad. Wiss., Phys.-Mat., Kl. 11, 1926.
- Dapples E. C. Coal metamorphism in the Antracito-Crested Butte quadrangles, Colorado. - Econ. Geol., 1939, 34.
- Day A. L., Sosman A. B., Hostetter I. C. The determination of mineral and rocks density at high temperatures. - Amer. J. Sci., 37, 1914.
- Hamilton W., Wyers W. B. The nature of batholiths. - Geol. Surv. Profess. Paper, 554-C, 1967.
- Hubbert M. K. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, 48, N 10.
- Hulin C. D. Factors in the Localisation of Mineralised Districts. - Trans. Amer. Inst. Mining Metal. Engin., 1948, 178.
- Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis: melting and crystallization of granite and pegmatite (Abstr.). - Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, 69, N 12.
- Koenigsberger G., Morath O. Theoretische Grundlagen der experimentellen Tektonik. - Z. Deutsch. Geol. Gesel., 1913, 65.

- Larsen E.S. Time required for crystallisation of the great batholith of southern and Lower California. - Amer. J.Sci., 243-A, 1945.
- Lindgren W. Succession of minerals and temperatures of formation in minerals and deposits of magmatic affiliation. - Trans. Amer. Inst. Mining. Metal. Engin., 1937, 126.
- Luth W.C., Tuttle O.F. The Hydrous Vapor Phase in Equilibrium with Granite and Granite Magmas (Abstr.). - Trans. Amer. Geophys. Union., 1967, 48, N 1.
- Morey G.W. The development of pressure in magmas as a result of crystallisation. - J.Washington. Acad. Sci., 1922, 12, N 9.
- Robertson E.S. Experimental study of strength of rocks. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, 66, N 10.
- Sabatier G. Influence de la teneur en eau sur la viscosité d'une retinite, verre ayant la composition chimique d'un granite. - Compt. rend. hebdomadaires Seances Acad. Sci., 1956, 242, N 10.
- Shaw H.R. Obsidian-H₂O viscosities at 1000 and 2000 Bars in the Temperature Range 700° to 900°C. - J. Geophys. Research, 1963, 68, N 23.
- Spurr I.E. The relation of ore deposition to faulting. - Econ. Geol., 1916, 11.
- Spurr I.E. The Ore Magma. N.-Y., 1923.
- Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of Granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈ - KAlSi₃O₈ - SiO₂ - H₂O. - Mem. Geol. Soc. Amer., 1958, 74.
- Towers H., Paris M., Chipman I. Diffusion of Calcium Ion in Liquid slag. - J. Metals, 1953, 5, N 11.
- Towers H., Chipman I. Diffusion of Calcium and Silikon in a Lime-Alumina-Silica Slag. - J. Metals, 1957, 9, N 6.
- Varlamoff N. Matériaux pour l'étude des pegmatites du Congo belge et du Ruanda-Urundi. - Ann. Soc. Geol. Belg., 1956, 79.
- Winkler H.G.F. Genesen von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente. - Geol. Rundschau, 1961, (1962), 51, N 2.
- Wyart J., Sabatier G. La solubilité des différentes formes de silice dans la vapeur d'eau sous des pressions élevées. - C.r. Acad. Sci., 1954, 238, N 6.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
--------------------	---

Часть первая

ГРАНИЦЫ ЯВЛЕНИЙ, УПОТРЕБЛЯЕМЫЕ ПОНЯТИЯ	5
--	---

Часть вторая

ТЕРМИЧЕСКАЯ УСАДКА ИНТРУДИРОВАВШЕЙ МАГМЫ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ, МАССОПЕРЕНОСА И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ВНУТРИ ИНТРУЗИВОВ	25
---	----

Глава 1. Приблизительная оценка термического сокращения объема интрузивов гранитоидов	26
---	----

Глава 2. Механизм образования камерных пегматитов в интрузивах	33
--	----

Глава 3. Образование некоторых типов жильоподобных пегматитов	74
---	----

Глава 4. Механизм образования некоторых жильных гранитов внутри интрузивов	79
---	----

Глава 5. Формирование пегматитов, связанных с жильными гранитами	85
--	----

Глава 6. Термомеханическое взаимодействие интрузивов с ксенолитами и вмещающими породами. Образование пегматитов и других минерализаций около ксенолитов. Образование некоторых минерализаций вблизи неровностей кровли интрузивов	89
--	----

Глава 7. Механизм образования некоторых типов гидротермальных жил в интрузивах гранитоидов	97
--	----

Глава 8. Некоторые замечания по поводу общих закономерностей формирования куполов интрузивов гранитоидов, остывающих в спокойной тектонической обстановке	105
---	-----

Часть третья

ВЛИЯНИЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ УСАДКИ ИНТРУДИРОВАВШЕЙ МАГМЫ НА СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ, МАССОПЕРЕНОС И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ ВБЛИЗИ ОСТЫВАЮЩИХ ИНТРУЗИВОВ	109
Глава 1. Тектоника вмещающих пород, обусловленная термическим сокращением объема интрузивов	110
Глава 2. Образование жильных и дополнительных интрузивов, пегматитов и гидротермалитов в области верхнего контакта массивов гранитоидов	125
Глава 3. К вопросу о классификации гранитных пегматитов . Некоторые поисковые критерии	129
Глава 4. Термическое сокращение объема интрузивов как причина возникновения зональности и стадийности эндогенного гидро- термального оруденения	133
Заключение	142
Литература	146

Михаил Александрович Осипов

КОНТРАКЦИЯ ГРАНИТОИДОВ
И ЭНДОГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ

Утверждено к печати Институтом геологии
рудных месторождений
петрографии, минералогии и геохимии

Редактор издательства М.И. Азизян.

Художник Л.Е. Безрученков.

Художественный редактор С.А. Литвак.

Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 12/III -1974 г.

Усл.печ.л. 10,0+Вкл 0,25

Уч.-изд.л. 12,11

Формат 60х90 1/16

Бумага офсетная № 1

Тираж 650 экз. Т-01772

Тип. зак. **874**

Цена 1 р. 21 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука",
190034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 21 к.

1004