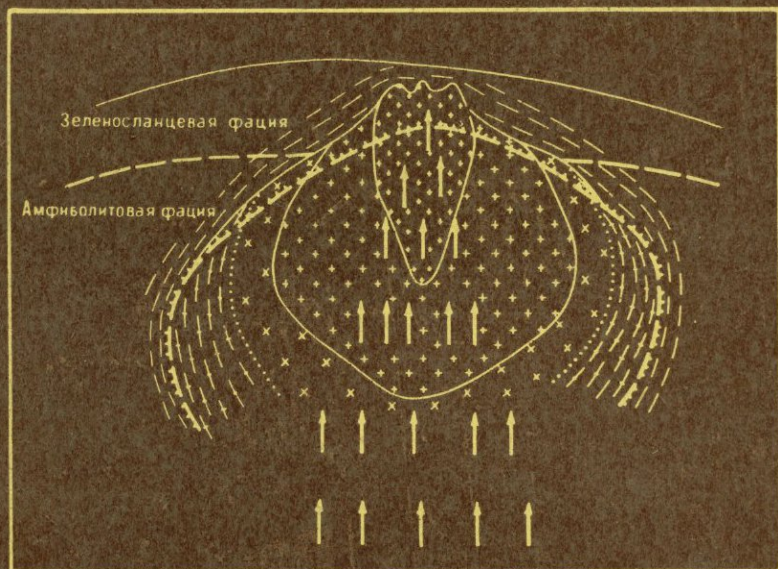


Ф. А. ЛЕТНИКОВ

ГРАНИТОИДЫ ГЛЫБОВЫХ ОБЛАСТЕЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“ СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

552.32.1+553.065

Ф. А. ЛЕТНИКОВ

ГРАНИТОИДЫ
ГЛЫБОВЫХ
ОБЛАСТЕЙ

1249



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975



В работе рассмотрены особенности формирования, петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов в пределах глыбовых докембрийских структур с субплатформенным характером развития. Обобщены и критически проанализированы экспериментальные данные по гранитным системам, что в сочетании с расчетными физико-химическими методами позволило проследить развитие процессов плавления, взаимодействия со средой и кристаллизации гранитоидных магм на разных уровнях глубинности, поведение воды и летучих в них. Все геохимические и петрологические выводы основываются на большом аналитическом материале, обработанном с помощью ЭВМ. Приводятся экспериментальные данные автора по плавлению гранитов разной глубинности. В заключение рассматриваются особенности формирования рудоносных гранитоидных комплексов.

Книга рассчитана на геологов, петрологов, геохимиков и минералогов, занимающихся эндогенными процессами.

Вопрос о генезисе и путях эволюции гранитоидных магм земной коры привлекает к себе многочисленных исследователей. По мере накопления геологического и аналитического материала расширялись представления главным образом об изменении составов гранитоидных серий, развитии автометасоматических явлений и рудоносности гранитоидов. Вне сферы этих исследований оставались многие вопросы генетического характера, и остро дискуссионными такие из них, как проблема пространства, связь с процессами метаморфизма, проблема магматического очага, связь с глубинными структурами, процессами, проходящими в коре и верхней мантии, общим тектоническим режимом развития данных структур, влиянием $P-T-P_{H_2O}$ условий на эволюцию расплавов и т. д.

В плане решения этих вопросов наиболее благоприятным объектом исследования следует считать глыбовые докембрийские массивы, которые характеризуются субплатформенным характером развития с позднего докембрия. Особый интерес при изучении глыб представляет возможность проследить весь путь эволюции, начиная от метаморфизма, гранитизации, выплавления и, наконец, кристаллизации гранитоидов на разных термодинамических уровнях земной коры. В данном случае изучению доступен исходный субстрат и продукты его плавления в сочетании с сопровождавшими это явление процессами перераспределения вещества в разрезе земной коры. Субплатформенный характер таких структур позволяет изучать гранитоиды, связанные с процессами активизации глыб в различных геологических условиях, не осложненных процессами осадконакопления и последующего складкообразования. Следовательно, только совокупный учет наиболее важных сторон такого природного явления как образование гранита позволит найти правильное решение вопроса. Поэтому на первый план выступает проблема геологического полигона, хорошо изученного в геологическом, геофизическом, петрологическом и геохими-

ческом отношении, ибо только на таком полигоне можно успешно решать поставленную задачу.

Для автора таким регионом являлась Кокчетавская глыба, где был собран (1957—1971 гг.) большой аналитический и геологический материал по гранитоидам и вмещающим породам. За эти годы выполнено более 23 000 количественных определений Та, Nb, Be, Sn, U, Li, Rb, Cs, K, Na, F; около 1 800 силикатных анализов пород и минералов; просмотрено более 17 000 шлифов, определены весовые количества аксессуариев в 340 протоколках, проанализировано более 700 минералов на редкие металлы и т. д. Полученный материал в сочетании с хорошей геологической и геофизической основой позволил более полно осветить данную проблему. Поскольку всякое явление познается в сравнении, поэтому изучались (1967—1971 гг.) гранитоиды и вмещающие их породы гранулитовой и амфиболитовой фаций в пределах Байкальской глыбы (Шарыжалгай и Приольхонье), выделенной Л. И. Салопом. Кроме того, была детально изучена коллекция по гранитоидам и гнейсам основания Нигерии, любезно предоставленная нам Н. А. Логачевым, за что автор ему весьма благодарен. Одновременно с этим были проанализированы литературные источники по аналогичным структурам, что позволило сопоставить гранитоиды глыбовых областей Земли.

Аналитические данные обрабатывались по соответствующим программам на ЭВМ БЭСМ-4 совместно с И. К. Карповым, творческое содружество с которым было весьма плодотворным. Все экспериментальные работы по плавлению гранитов проводились в руководимой автором лаборатории экспериментальной минералогии и петрографии Института земной коры СО АН СССР. Во время работы в КазИМСе (1957—1965 гг.) автор проводил исследования по проблеме совместно с Г. Э. Нарвайт, Ю. А. Садовским, В. А. Нарсеевым, А. Н. Бугайцом, Н. И. Степаненко, В. Н. Дьяк, А. В. Красильниковой, Э. В. Шаманаевой, В. В. Андрушиным, а в Институте земной коры СО АН СССР — с А. С. Ескиным, А. А. Шафеевым, А. Л. Александровым, В. И. Коваленко, И. К. Карповым, М. И. Кузьминым, С. Б. Брандтом. Все эти годы автор работал в тесном контакте с геологами Северо-Казахстанского геологического управления И. Н. Подопригориним, Ю. М. Зориним, А. А. Заячковским и геологами Центрально-Казахстанского геологического управления О. М. Розеном и В. И. Серых.

Большую помощь в окончательном оформлении работы оказали сотрудники чертежно-оформительского бюро и машбюро Института земной коры СО АН СССР, а также работники руководимой автором лаборатории.

Всем этим товарищам автор признателен и благодарен. Автор благодарен директору Института земной коры чл-корр. АН СССР М. М. Одинцову, со стороны которого неизменно встречал поддержку в своей работе.

Особую благодарность и признательность автор выражает В. П. Летниковой.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СИМВОЛЫ И СОКРАЩЕНИЯ, ПРИНЯТЫЕ В ТЕКСТЕ

P , P_s , $P_{об}$ — общее давление; H — энтальпия; Z — изобарно-изотермический потенциал; Z_L — свободная энергия расплава; Z_S — свободная энергия твердой фазы; S — энтропия; S_L — энтропия расплава; S_S — энтропия твердой фазы; L — скрытая теплота кристаллизации; $T_{кр}$ — температура кристаллизации; P_{H_2O} — давление воды.

Мус — мусковит; Би — биотит; Ро, Рог — роговая обманка; Алб — альбит; Амф — амфибол; Пл — плагиоклаз; Орт — ортоклаз; Кв — кварц; Кшп — калиевый полевой шпат; Мг, Маг — магнетит; Фло — флогопит; Жд — жадеит; Ан — анортит; Ки — кианит; Рут — рутил; К — колумбит; М — монацит; Ал — аляскит; Сил — силлиманит; Анд — андалузит; Хл — хлорит; Сер — серицит; Пир — пироксен; Кор — кордиерит; Эп — эпидот; Акт — актинолит; Мкр — микроклин; Гр — гранат; Илм — ильменит; Сф — сфен; Ап — апатит; Цр — циркон; Фл — флюорит; Тур — турмалин; Топ — топаз; Кт — касситерит; Ди — диоксид; Рпл — расплав; Грс — граносиенит.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
ГРАНИТОИДОВ ГЛЫБОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

Особенность развития докембрийских структур — это многократность проявления гранитоидного магматизма, связанного с этапами их тектонической активизации. Чем древнее такая структура, тем большее количество фаз активизации для нее фиксируется. Весь путь эволюции глыб и щитов знаменуется сменой стабильного субплатформенного режима на тектонически активный, в основе проявления которого лежат различные причины.

В начале геологической истории глыбовой структуры любого возраста фиксируется геосинклинальный этап развития, для которого характерно накопление мощных осадочно-вулканогенных толщ и их последующий прогрессивный метаморфизм. Неизбежным следствием такого метаморфизма является широкое, и во времени, и в пространстве, развитие процессов гранитизации, приводящее к формированию громадных по объему масс гнейсов в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Прогрессивный региональный метаморфизм в нижних частях земной коры в условиях эклогитовой и гранулитовой фаций направлен в сторону повышения основности пород, вплоть до исчезновения свободного кремнезема вообще, уменьшению в их составе H_2O , K, Na, увеличению содержания Mg, Ca, Fe, при постоянстве Al и резкому снижению потенциала кислорода (Белоусов, 1966; Летников, 1968б).

На фоне нарастающего дефицита кислорода в условиях эклогитовой фации метаморфизма должно происходить разделение элементов на две группы в зависимости от их сродства к кислороду. Элементы с большим сродством будут создавать свои собственные соединения (окислы или силикаты), а те, у которых величина сродства мала для данных условий, должны испытывать тенденцию к миграции в вышележащие породы, характеризующиеся меньшим давлением и температурой и более высокой активностью кислорода. Химическое сродство

элементов измеряется величиной приращения изобарно-изотермического потенциала образования данного соединения ($\Delta Z = f(T, P)$), более детально этот вопрос был рассмотрен раньше (Летников, 1965). Если использовать приведенные в этой работе и рассчитанные позднее (Карпов, Кашик и др., 1968; Robbie, Waldbaum, 1968) значения ΔZ соответствующих окислов орто- и метасиликатов, то в обобщенном виде для интервала температур 100–1000° С получим следующие ряды:

- окислы — Ca > Mg > Al > Si > Na > K > Fe;
ортосиликаты — Ca > Mg > Na > K > Fe;
метасиликаты — Al > Ca > Mg > Na > K > Fe.

Положение элементов в этих рядах объясняет обогащение максимально метаморфизованных пород Ca, Mg и миграцию из них Na и K, причем последнего в значительно большей мере. Исключение составляет железо, которое накапливается в эклогитах по сравнению с гранулитами.

Из общегеологических предпосылок очевидно, что мигрирующие из нижних частей коры Si, K, Na и H₂O будут накапливаться в амфиболитовой фации метаморфизма, создавая благоприятные условия для развития здесь процессов гранитизации и последующего гранитного магматизма. Если данный участок земной коры испытывает поднятие, то верхняя граница гранулитовой фации будет отступать в глубину, что приведет к регрессивному изменению пород гранулитовой фации, которое может выразиться в гранитизации чарнокитовых пород, гиперстеновых гнейсов и гранулитов. В породах пелитового ряда с высоким содержанием Si, Al, K, Na и H₂O процесс будет развиваться без значительных затрат энергии и перераспределения вещества, такие породы в итоге будут представлены гнейсами. Если же гранитизации подвергаются более основные породы, то здесь процесс редко доходит до конца, и среди пластов гнейсов фиксируются линзы и пласты амфиболитов, амфиболитовых сланцев и т. д.

Гранитизация происходит в результате медленной миграции гранитизирующих компонентов через толщи пород, поэтому даже в геологическом масштабе времени это довольно длительный процесс, растянутый иногда на сотни миллионов лет. Из геологических наблюдений следует, что процесс гранитизации в условиях амфиболитовой фации протекает с приращением объема и часто приводит к формированию гнейсовых куполов. Наиболее характерной особенностью гнейсовых куполов является то, что они эволюционируют на орогенном этапе раз-

вития структур. Такие специфические условия их образования в жестком консолидированном субстрате предопределили многие уникальные черты их эволюции, не имеющие себе аналогов среди других складчатых образований.

Для гнейсовых куполов характерны следующие особенности: 1) они возникают, как правило, при гранитизации вследствие приращения объема в условиях амфиболитовой фации метаморфизма; слагаются породами алюмосиликатного состава весьма близкими по валовому составу к гранодиоритам. Размеры и степень развития гнейсового купола определяются интенсивностью процессов гранитизации; 2) для гнейсовых куполов характерна локальность развития и отсутствие элементов линейности в их размещении (Павловский, 1962). В то же время в отдельных случаях установлено, что гнейсовые купола размещаются на пересечении крупных долгоживущих разрывных нарушений и размещаются линейно (Белянкина, 1969); 3) в строении куполов отмечается одна общая особенность: их ядра обычно сложены мигматитами или гранитами, в которых сохраняется реликтовая структура исходных гнейсов; к периферии купола степень метаморфизма уменьшается вплоть до появления пород фации зеленых сланцев (Ивоин, Спейт, 1969; Белянкина, 1969).

На основании материала по гнейсовым куполам в зависимости от соотношения процессов выплавления и гранитизации можно выделить три типа куполов (рис. 1).

Купола I типа обычно развиты в породах эпидот-амфиболитовой и реже амфиболитовой фаций метаморфизма. Центральная часть купола сложена мигматитами, гранитогнейсами, которые перемежаются с пластами гнейсов. По мере продвижения к периферии начинают преобладать гнейсы, которые затем сменяются сланцами. Такое строение купола свидетельствует, что процессы выплавления в куполе имели ограниченное развитие или же массив гранитов скрыт на глубине и мы имеем дело с апикальной частью купола. На наличие очага расплавления на глубине могут указывать небольшие тела гранитоидов трещинного типа, интродуцировавшие по периферии купола и размещавшиеся гипсометрически ниже.

Купола II типа развиты в амфиболитовой или реже амфиболит-гранулитовых фациях совместно. В центре размещается массив гранитоидов с протектонической структурой, подчеркивающей его связь со структурой всего купола. Контакты с вмещающими гранитогнейсами и гнейсами постепенные или резкие, секущие. В строении купола преобладают гранитогнейсы; гнейсы и кристаллические сланцы находятся в подчиненном количестве или отсутствуют. Это пример случая, когда процесс

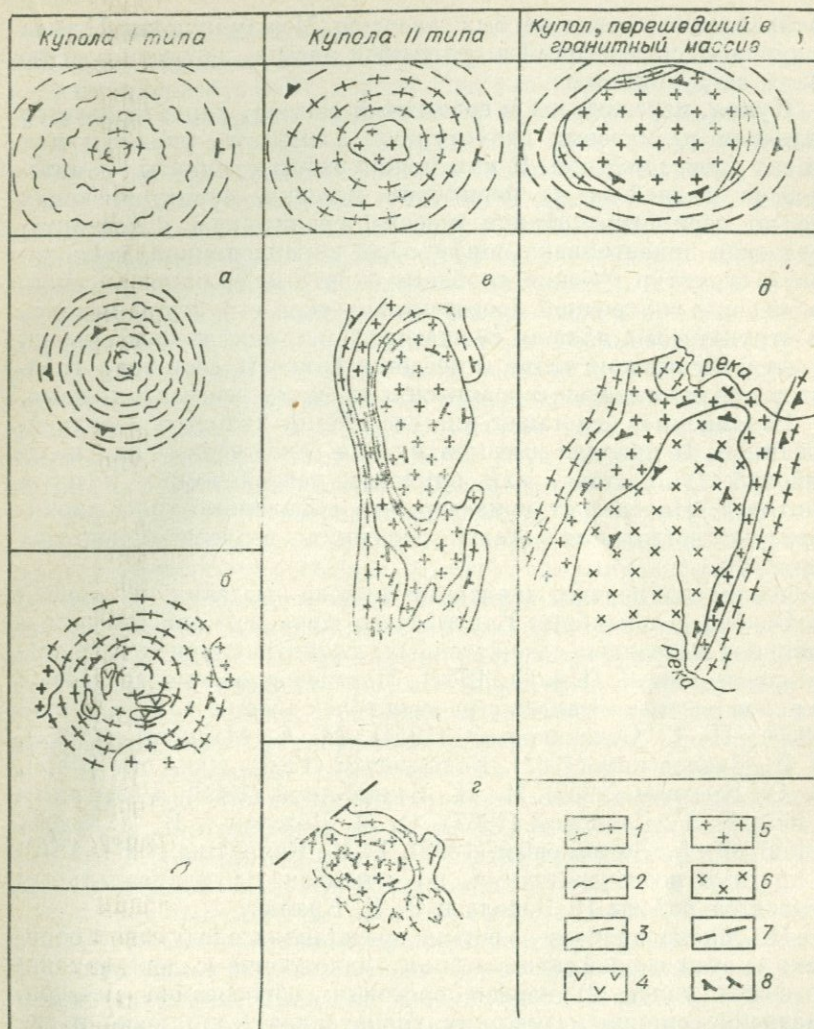


Рис. 1. Этапы эволюции гнейсовых куполов.

а — Эп-Амф фашиа, $T=350-400^{\circ}\text{C}$, Исаковский купол, Енисейский край (Белякина, Долинов, 1965); б — Амф фашиа, Саксаганский купол, Украинский шит (Каляев, 1965); в — Амф и частично Гр фашиа, р-н Манован — Лейк, Саскачеван (Kirkland, 1956; Баддингтон, 1963); г — Амф фашиа, с.-з. часть Кольского п-ова (Вогачев и др., 1964); д — Амф и Эп-Амф фашиа, Алдан, хр. Тукурингра (Седова, 1964). 1 — гранитогнейсы; 2 — гнейсы; 3 — сланцы; 4 — ультраосновные и основные породы; 5, 6 — граниты, гранодиориты; 7 — тектонические нарушения; 8 — элементы залегания.

расплавления гнейса не был завершен. Между куполом II типа и куполом, перешедшим в гранитный массив, провести точную грань затруднительно.

Купол, перешедший в гранитный массив, характеризуется наличием реликтовых структурных элементов, указывающих на его происхождение. К ним можно отнести реликты гранито-гнейсов и гнейсов на периферии массива, оконтуривающих его по периметру; обилие теневых гранитоидов у контакта; согласная ориентировка порфировых вкрапленников, ксенолитов и структур течения с общим округлым обликом массива; совпадение внутренней прототектонической структуры массива со структурным планом вмещающих метаморфических пород. В петрологическом плане отмечается близость составов гнейсов и гранитогнейсов с гранитоидами и их изофациальность.

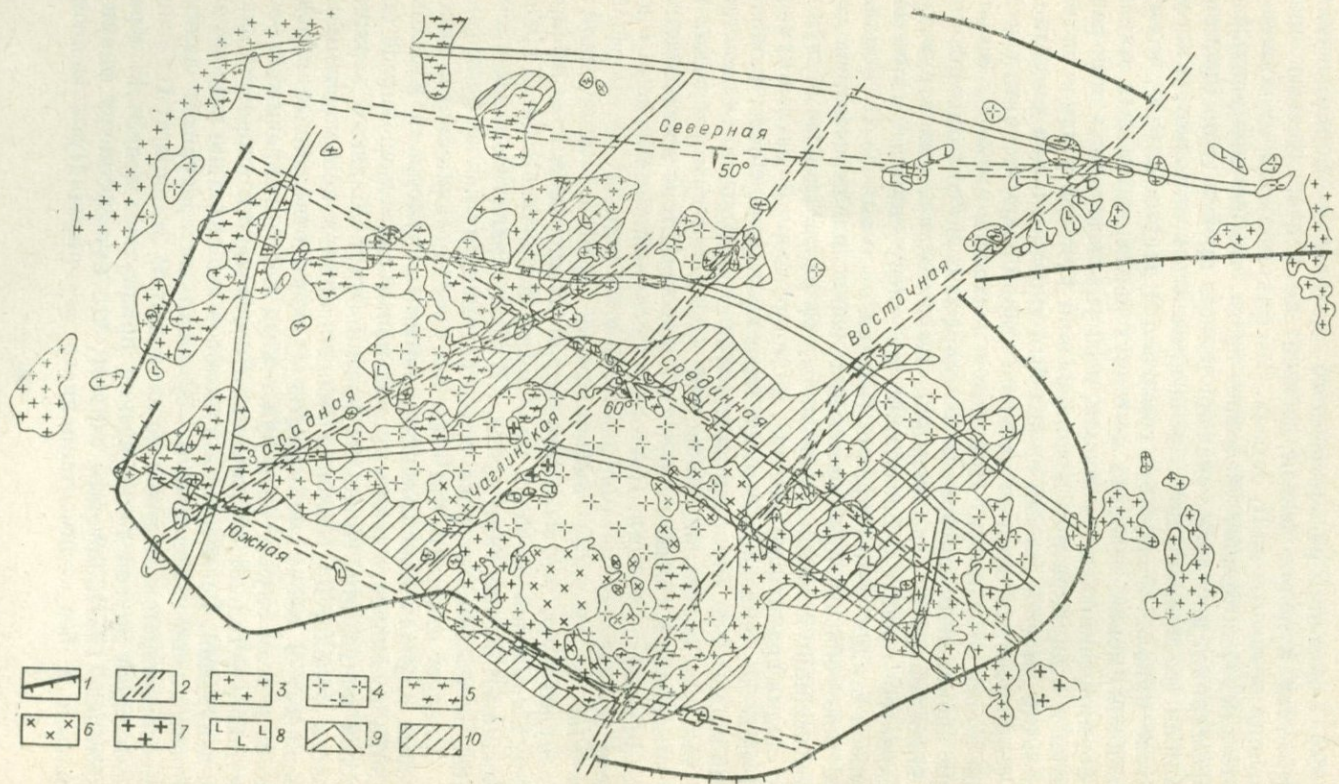
Несомненно, что такая классификация является идеализированной. В природе имеются купола осложненные или неоднородностью состава, или влиянием тектонических и иных факторов. Но следует признать, что выделенные типы характеризуют отдельные этапы эволюции гнейсово-купольных структур.

Одним из первых гнейсовые купола выделил и описал П. Эскола в докембрии Балтийского щита, где они фигурировали под названием «окаймленных» гнейсовых куполов (*mantled gneiss domes*), (Eskola, 1949). Позднее проблема гнейсовых куполов рассматривалась с разных точек зрения Э. Г. Кранком (1957), Н. Г. Судовиковым (1954), М. С. Марковым (1962), Е. В. Павловским (1962), Белоусовым (1962), Дю Тойт (1957), К. О. Кратцем (1957), М. Н. Белянкиной (1969), Родыгиным (1968), Т. Г. Павловой (1967), О. М. Розеном и В. И. Седых (1969), Ф. А. Летниковым (1968), Г. И. Каляевым (1965, 1970) и другими исследователями, но к наиболее фундаментальным относятся работы П. Эскола и Э. Г. Кранка.

П. Эскола процесс развития представлял следующим образом: 1) этап первой седиментации — накопление осадочно-вулканогенных толщ; 2) первая орогенция: образование складок, внедрение синкинематических гранитоидов («ориярви») и метаморфизм, обусловленный их внедрением, затем поднятие и денудация; 3) этап второй седиментации: погружение, формирование осадочно-вулканогенной толщи, иногда с базальными конгломератами с галькой гранитов, гнейсов и мигматитов; 4) вторая орогенция: складчатость, новый этап метаморфизма цокольной толщи, палингенез, превращение в гранитогнейсы гранитоидов второго этапа, метаморфизм пород верхней толщи, развитие мигматитов, поднятие куполов, внедрение позднекинематических гранитов.

На основании рассмотренного механизма формирования гнейсовых куполов нельзя согласиться с очередностью проявления процессов по П. Эскола. Сам факт наличия «синкинематических» гранитоидов указывает на то, что это синкупольные образования, поскольку сначала должна пройти гранитизация, которая без приращения объема проявиться не может, а затем в теле купола образуются граниты. В данном случае, и ему подобном, можно говорить не о двух последовательных этапах в формировании одного купола, а об унаследовании стиля развития и о двухкратном возникновении куполов в одном и том же месте, причем первый из них был уничтожен при денудации и формировании осадков на этапе второй седиментации, а второй купол сохранился. При таком подходе к схеме П. Эскола при проявлении повторного метаморфизма вполне определенно можно говорить о *регенерации гнейсово-купольных структур*. Характер процесса представляется следующим образом. На первой стадии метаморфизма (первая орогения по П. Эскола) на фоне общего преобразования пород на пересечении зон повышенной проницаемости начинает расти гнейсовый купол до стадии гранитного массива, но могут сформироваться купола II типа по приведенной выше классификации. После проявления магматизма активная жизнь этой структуры заканчивается, а так как магматизм фиксирует затухание гранитизации, то и воздымание, связанное с этим процессом, тоже прекращается, начинается денудация. Повторное погружение приводило к новому проявлению метаморфизма, причем породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, переходили в гранулитовую, что вызывало широкую миграцию гранитизирующих компонентов вверх по разрезу, началу повторной гранитизации и регенерации купола. В сферу гранитизации вовлекались отложения второго этапа седиментации.

Следует отметить, что поскольку купола являются в некоторых случаях консидиментационными структурами (Павлова, 1967), то скорость роста купола может оказаться меньше скорости денудации. Процессы эрозии будут обнажать верхнюю часть купола, но усиление гранитизации и новое воздымание вовлекут в сферу метаморфизма вновь отложенные породы, т. е. в этом случае речь будет идти не о прекращении роста купола, а только об изменении соотношения скоростей роста и денудации. Регенерация куполов — это довольно широко распространенное явление и, согласно литературным данным, прослеживается от архея до кайнозоя. В отличие от П. Эскола несколько другой точки зрения придерживается Э. Г. Кранк (Krank, 1957), который считает, что купола могут формироваться и без седиментационного перерыва. Пути эволюции



гнейсово-купольных структур и массивов гранитов с ними связанных наиболее детально изучены нами на Кокчетавской глыбе.

Кокчетавская глыба представляет собой докембрийский срединный массив среди обрамляющих его завершенных и незавершенных каледонид. Глыба интродуцирована аномально большими массивами гранитоидов и отчетливо ограничена глубинными разломами. Поверхность мантии опущена до глубин 48—50 км при значительно увеличенной мощности «базальтового» слоя, достигающей 35 км, максимальной для Казахстана величины. Мощность «гранитного» слоя составляет 15 км (Андреев, Бродовой и др., 1966).

Максимальные глубины нижних кромок гранитных интрузий на глыбе, по данным геофизики, 12—16 км, но преобладают интрузивы с глубинами до корневых частей порядка 6—8 км. Метаморфические образования на глыбе представлены породами докембрийского возраста, существенно алюмосиликатными слюдяными сланцами, гнейсами, мигматитами, кварцитами, амфиболитами. Для пород раннего докембрия (Розен, Серых, 1969) характерно повсеместное проявление амфиболитовой и реже гранулитовой фаций метаморфизма, полихронные процессы гранитизации. Для позднекембрийских отложений высшей ступенью метаморфизма является альбит-эпидот-амфиболитовая фация. Необходимо подчеркнуть существенно «кислый» алюмосиликатный состав этих пород. На глыбе нами было выделено шесть глубинных зон активизации (рис. 2) долгоживущих тектонических единиц, имеющих значение в развитии магматизма и оруденения на глыбе. Есть основание считать, что эти зоны являлись иногда также магмогенерирующими и магмовыводящими структурами.

Они характеризуются широким развитием процессов регионального щелочного метасоматоза, наличием тел ультраосновных и ультраосновных щелочных пород, эффузивных пород с сохранением иногда вулканических аппаратов и приуроченностью к ним большинства рудопроявлений. Каждая зона имеет характерные черты, определяющие ее рудоносность.

Наиболее крупные массивы гранитоидов на Кокчетавской глыбе, по данным О. М. Розена и В. И. Серых (1969) и нашим,

Рис. 2. Гранитоидные комплексы Кокчетавской глыбы.

1 — граница глыбы; 2 — зоны активизации; 3 — диориты, гранодиориты, адамеллиты; 4 — биотит-роговообманковые, биотитовые граниты; 5 — колумбитоносные граниты; 6 — лейкократовые граниты, аляскиты; 7 — граносиениты, кварцевые сиениты; 8 — ультраосновные и ультраосновные-щелочные породы; 9 — зоны гравитационных минимумов (региональные зоны гранитизации); 10 — породы амфиболитовой и частично гранулитовой фаций метаморфизма.

являются продуктами эволюции гнейсово-купольных структур. Все купола развивались на зонах активизации или зонах разуплотнения вещества коры, выделенных О. Д. Ивановым на основании геофизических данных (см. рис. 2).

Гнейсово-купольные структуры развиты в породах нижнего и среднего рифея Енисейского края (Белянкина, Долгинов, 1963, 1965, 1969). По данным этих авторов, мы имеем дело с недоразвитыми гнейсово-купольными структурами или же, что более верно, с их апикальными частями, диапирирующими и частично усваивающими породы фации зеленых сланцев. На основании литолого-фациального анализа эти же исследователи приходят к выводу об устойчивом поднятии той части Енисейского края, на которой развиты гнейсово-купольные структуры. Наиболее четко выраженное поднятие в начале среднего рифея синхронно с началом процессов метаморфизма, что однозначно указывает на тесную взаимосвязь этих процессов. Вывод об исключительном развитии гранитогнейсовых куполов в более тектонически стабильной миогеосинклинальной зоне подтверждает наш тезис о преимущественном развитии куполов в тектонически стабильных структурах.

Т. Г. Павлова (1967) описывает гранитогнейсовые купола в Улутауской глыбе, сложенной породами рифея — порфиридами и выше по разрезу терригенными кварцевыми и сланцевыми породами. Здесь развиты купола II типа, в которых проявились процессы выплавления; это выразилось в развитии в ядрах этих структур гранитов и гранитогнейсов на крыльях. Литологический и фациальный анализы свидетельствуют, что купола в Улутау явились конседиментационными структурами, что указывает на их длительное развитие.

На общую динамику развития гнейсово-купольных структур немаловажное влияние оказывает и состав слагающих их пород. Чем более «кислым» составом характеризуются породы купола, тем интенсивнее идет его формирование; в составе такого купола обычно широко развиты граниты. Если в строении метаморфической толщи, слагающей купол, участвуют амфиболиты, порфиритоиды и другие породы основного состава, то процесс гранитизации их не завершается, в таких структурах чередуются реликты в той или иной мере гранитизированных пород с участками гнейсов, гранито-гнейсов и гранитоидов.

Исходя из унаследования гранитами структуры купола и тесной связи гнейсов и гранитов, во многих случаях делается вывод о синскладчатости «батолитов» и гнейсов, обтекающих эти массивы. Это неверно, так как купола растут в сравнительно спокойной тектонической обстановке и не являются складками

в полном понимании этого слова. Поэтому гранитные массивы, в крайнем случае, могут быть синкупольными; обычно выплавление гранитов знаменует собой окончание развития купола и переход его в гранитный массив.

По данным геологических исследований строения гнейсовых куполов, можно установить, что куполов без проявления гранитизации не существует, а купола без гранитов или с их незначительным развитием — довольно распространенное явление. К тому же, как правило, возраст гранитоидов всегда меньше, чем возраст гнейсов, в которых они размещаются. Представление о ведущей роли гранитизации в формировании гнейсовых куполов более правомерное, поскольку в условиях древних стабилизированных структур гранитизация является предшествующим процессом по отношению к последующим палингенным гранитоидам, т. е. в древних стабилизированных структурах без гранитизации нет гранитов. Геохронологические исследования (Розен, Краснобаев, 1966) показывают, что для Кокчетавской глыбы каждой новой вспышке гранитоидного магматизма предшествует сопоставимый по масштабам этап метаморфизма, идущий с опережением в несколько десятков миллионов лет.

Отдельные факты указывают на то, что полнота процесса изменения пород в условиях гранулитовой и эклогитовой фации предопределяет интенсивность сопряженных с этим изменением процессов гранитизации и последующего выплавления гранитоидов в условиях амфиболитовой фации. Для Казахстана это подтверждается геофизическими данными (Андреев, Бродовой и др., 1966), когда прослеживается взаимосвязь между мощностью «базальтового» слоя и интенсивным развитием гранитизации и гранитоидного магматизма выше поверхности Конрада на Кокчетавской глыбе, Улутау, на Акбастауской глыбе и в Чингизе. Причем наиболее наглядно это видно на Кокчетавской глыбе, где максимальная мощность базальтового слоя (~35 км) соответствует району с мощными гнейсовыми полями и аномальным развитием гранитоидного магматизма. При уменьшении мощности базальтового слоя до 30 км интенсивность гранитоидного магматизма затухает (Летников 1968; Розен, Серых, 1969).

Аналогичное явление отмечено М. И. Белянкиной (1969) для Енисейского кряжа, в пределах которого широко развиты гнейсовые купола и проявлен гранитоидный магматизм; поверхность Мохо здесь проходит относительно ниже, чем под соседними территориями, где гнейсовых куполов нет и гранитоидный магматизм проявлен слабо. Все эти факты подтверждают, что процессы «базификаций» пород в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций, фиксируемых геофизиками как породы

базальтового слоя, предопределяют интенсивность гранитизации выше поверхности Конрада; поток трансмагматических растворов, производящих гранитизацию, имеет, видимо, метаморфогенную породу, хотя они отчасти могут быть и магнийными.

Особенность гранитизации в условиях амфиболитовой фации состоит в том, что она протекает с приращением объема, благодаря чему и происходит рост гнейсового купола. Это отмечалось многими исследователями. Р. Перрен выдвинул тезис — «метаморфизм — причина складкообразования» (Perren, 1954) и подкрепил его экспериментальными исследованиями, показав, что 1 см³ кварцевого песка при фельдшпатизации увеличивает свой объем на 55%. Роль этого эффекта в формировании купольных структур неоднократно подчеркивал В. В. Белоусов (1966). А. Баддингтон (1963) приводит данные Эртеля, который считает, что при образовании массива Лох-Дун в Шотландии имело место увеличение объема на 34%. Эффект приращения объема будет сказываться в той мере, в какой плотностные характеристики замещаемой породы будут отличаться от минералов гнейсов. Чем значительнее эта разница, тем большее приращение объема будет получено при гранитизации данной породы, хотя несомненно, что гранитизация в этом случае будет идти не столь интенсивно, как это происходило бы при развитии процесса по метапелитам или другим породам кислого состава. Специфическая особенность гранитизации — это формирование пород, сложенных в основном каркасными алюмосиликатами — полевыми шпатами и кварцем, что ведет к увеличению объема не только гранитизированных пород, но и породообразующих минералов по мере снижения *T* и *P* в условиях эволюции процесса (Летников, 1968; Летников, Ущановская, 1969).

Плотность пород в гранитогнейсовых куполах, по данным М. И. Белянкиной и Е. А. Долгинова (1965), на 0,3 г/см³ меньше, чем в окружающих породах. Для Кокчетавской глыбы, по нашим данным, эта разница достигает 0,1—0,2 г/см³. Во всех случаях гнейсово-купольные структуры характеризуются как отрицательные гравиметрические и магнитные аномалии, что указывает на увеличение объема пород при гранитизации и «дебазификации» пород с приближением их к гранитной эвтектике.

Размещение куполов в пределах Приенисейского антиклинория контролировалось участками пересечения продольных северо-западных и поперечных структур (Белянкина, Долгинов, 1965). Эта закономерность устанавливается и для Кокчетавской глыбы. В месте пересечения произойдет сложение

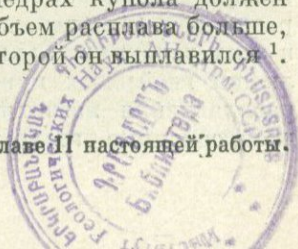
двух потоков мигрирующих растворов, но здесь суммируются и тепловые потоки, поэтому интенсивность и скорость гранитизации должны возрасти многократно. На фоне монотонного и стабильного процесса образования гнейсовых толщ на площади региона возникают очаги аномально интенсивной гранитизации, значительно опережающие в своем развитии процесс образования площадных гнейсовых толщ. Интенсивность процесса гранитизации будет определяться многими факторами: массами гранитизирующих компонентов, тепловым режимом данного участка земной коры, составом гранитизируемых пород и общей длительностью процесса.

В условиях гнейсового купола прогрессивное развитие гранитизации, идущей с приращением объема, и связанный с этим рост купола возможен лишь при снятии направленного давления. При других условиях гранитизация невозможна. Отсюда становится понятной приуроченность гнейсовых куполов к областям завершенной складчатости, глыбовым и платформенным структурам, т. е. областям, в которых сильные динамические напряжения отсутствуют, что благоприятствует длительному процессу гранитизации. Иными словами, рост гнейсовых куполов возможен только в тектонически стабильных областях.

Дальнейший рост купола приводит к тому, что фронт гранитизации перемещается в верхние части разреза амфиболитовой фации метаморфизма и часто гнейсовые купола диапирруют породы фации зеленых сланцев. В случае, если такой купол претерпевает расплавление, то возникает картина ложного диапиризма гранитоидов в породе фации зеленых сланцев. Логическим завершением развития гнейсово-купольной структуры является возникновение очага расплавления и переход массы гнейсов в магматический расплав. То есть для громадных массивов гранитоидов в амфиболитовой фации метаморфизма гнейсовые купола являются колыбелью, в которой происходит их рождение, а иногда купол сам превращается в гранитный массив.

Возникновение очага расплавления в теле купола может быть обусловлено несколькими причинами, которые в итоге сводятся к снятию части общего давления ($-\Delta P_S$), что приводит к увеличению объема системы, вернее, к ее расплавлению. При снятии части общего давления в недрах купола должен возникнуть очаг расплавления, так как объем расплава больше, чем объем кристаллической породы, из которой он выплавился¹.

¹ Более подробно этот вопрос освещен в главе II настоящей работы.



Уменьшение P_S может произойти по многим причинам. При прогрессирующем росте купола часть напряжений нагрузки будет стекать по его крыльям, а это уменьшит общее давление в его центральной части. Развитие гнейсовых куполов на орогенном этапе развития предопределяет устойчивое поднятие данного участка земной коры, усиление эрозии, снос верхних частей разреза. Гнейсово-купольные структуры являются положительными формами таких районов, поэтому эродирование верхних частей разреза осуществляется на куполах наиболее интенсивно; это также способствует снятию части общего давления в купольных структурах. При таком механизме возникновения очагов расплавления в недрах гнейсовых куполов особую роль приобретают резкие, скачкообразные поднятия данной территории, что ведет к сравнительно быстрому снятию ΔP_S и проявлению процесса интенсивного магмообразования. Так, рост Зерендинского, Боровского, Аиртавского и других куполов длился более 400 млн. лет в условиях формирования Кокчетавской глыбы, характеризовавшейся субплатформенным характером развития. Только в ордовике, когда на периферии глыбы начали интенсивно прогибаться каледонские геосинклинали, глыба испытала резкое поднятие. Этот этап ознаменовался массовым проявлением гранитоидного магматизма, который вызвал формирование гигантских массивов — плутонов типа Зерендинского, когда от гнейсового купола остались отдельные фрагменты по периферии массива. Заложение на периферии глыбы в девонское время широких брахисинклиналей опять характеризовалось резким подъемом глыбы и очередной вспышкой гранитоидного магматизма. Масштабы проявления гранитоидного магматизма на глыбе сопоставимы с интенсивностью прогибания в окружающих геосинклиналях.

Следует отметить, что появление магмы и прогрессирующее развитие очага расплавления неизбежно должно привести к усилению воздымания купольной структуры, так как расплав, обладавший большим объемом по сравнению с гнейсом, будет давить на стенки купола и воздымать его по вертикали. Прогрессивное поднятие купола или глыбовой структуры, сопровождаемое снятием части P_S , в сочетании с воздействием глубинных растворов является постоянно действующим фактором, который обуславливает длительную сохранность гранитоидных расплавов от кристаллизации и предопределяет их эволюцию в этих условиях. Таким образом, рассмотрение динамики эволюции гнейсовых куполов с точки зрения их последующего расплавления позволяет по-новому решать некоторые остро-дискуссионные геологические вопросы магматической геоло-

гии, в частности, решить проблему пространства для массивов гранитоидов в породах амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма. Если представить, что гранитный массив занимает место существовавшего здесь ранее гнейсового купола и его образование обусловлено длительной гранитизацией, то проблема пространства решается довольно просто.

Для глыбовых докембрийских сооружений характерна следующая особенность: древние архейские или протерозойские породы фундамента обычно «активизированы» более молодыми процессами (Шейнман, 1957). Так, архейский фундамент Нигерии подвергся термальному метаморфизму в конце докембрия — начале палеозоя, Нубийско-Аравийский щит — в интервале 500—700 млн. лет и т. д. Новейшими исследованиями установлено, что периоду активизации обычно предшествует этап погружения цоколя с отложением на заведомо архейских и нижнепротерозойских породах цоколя рифейских и более молодых комплексов пород, представленных перагнейсами, известняками, кварцитами и графитовыми сланцами (Божко, 1970).

Если рассматривать этапы повторной гранитизации глыб и щитов в связи с их «активизацией», то станет очевидным, что новый поток гранитизирующих растворов и широкое развитие явлений гранитизации обусловлено погружением и усилением степени метаморфизма пород, ранее находившихся в условиях меньших ступеней метаморфизма. В этом плане двухстадийный этап седиментации при формировании гнейсовых куполов в представлении П. Эскола в свете новых данных можно рассматривать как активизацию древних консолидированных областей, при которой происходит регенерация гнейсово-купольных структур.

Обращает на себя внимание почти повсеместная связь активизации (и связанной с ней гранитизации и вспышкой гранитоидного магматизма) с предшествующим опусканием данного участка земной коры. Даже в локальных линейных зонах тектонической активизации фиксируются многочисленные грабен-синклинали с осадками более древнего возраста по сравнению со временем активизации и проявления магматизма (Кокчетавская глыба, Нигерия). На основании изложенного приходим к выводу, что гранитизация и развитие гранитоидного магматизма обусловлено предшествующим опусканием и переводом в гранулитовую фацию части пород амфиболитового разреза. Это ведет к усилению потока гранитизирующих компонентов, развитию гранитизации и связанного с ней гранитоидного магматизма. Запаздывание гранитизации по отношению к предшествующему прогибанию указывает, что скорость прогибания

была выше, чем скорости преобразования пород и диффузии гранитизирующих компонентов. Поэтому гранитизация и завершает этап активизации пород цоколя. К такому выводу приходит и Н. А. Божко (1970), указывая, что активизация некоторых участков Африки в позднем докембрии — раннем палеозое представляется как «реакция первичного фундамента на заложение на нем новой геосинклинали».

Для Африканского щита, по данным этого автора, процесс гранитизации и формирования гранитоидов протянулся более чем на 2000 млн. лет. Так, для зоны сочленения Мозамбикской зоны активизации с древним щитом в Восточной Кении характерен такой порядок цифр: для древних архейских гранулитов, гнейсов и гранитогнейсов Нианза и Каверондо — 3150—2510 млн. лет; для деформированных гранитов и гранодиоритов Нианза на границе щита и зоны активизации 1060—710 млн. лет; для пород во внутренней части Мозамбикской зоны активизации 635—410 млн. лет (Божко, 1970).

Таким образом, для докембрийских глыбовых областей выделяются несколько этапов гранитизации и проявления гранитоидного магматизма, масштабы проявления которых сужаются от архея до мезозоя. На основании литературных данных можно установить наиболее важные этапы гранитизации в глыбовых областях:

1) южная часть Африканского щита (район Кении, Танзании, Мозамбика). Наиболее ранний архейский этап, формирование полей гнейсов и гранитов. Затем в интервале 1100—500 млн. лет активизация, развитие гнейсов по молодым породам, образование гранитов и пегматитов (Божко, 1970);

2) система Кейс (ю.-з. Африка) с возрастом гнейсов древнее 2600 млн. лет была активизирована в интервале 900—1100 млн. лет, что сопровождалось внедрением гранитов и пегматитов (Holmes, 1954; Тугаринов, 1965; Божко, 1970);

3) по схеме Ю. М. Шейнмана (1957), основанной на данных Дю Тойта, А. Холмса, Д. Коэна для Африканского щита, выделяются следующие этапы формирования гранитоидов: архей — образование мощных толщ гнейсов гранулитовой и амфиболитовой фации, древние граниты; 2600—2650 млн. лет — Шимвайские интрузии, интрузии Северной Ньясы; 2000—2300 млн. лет — граниты в системе Мессины, интрузии пояса Лимпоно; 1200—1400 млн. лет — интрузии гранитов в поясе Кибара-Анколе — Кирагва; 1025—1050 млн. лет — пегматиты в системе Кейс; 615—130 млн. лет — интрузии Катанги Селема — Умкоидо; 656 млн. лет — пегматиты Кении и Мадагаскара; 510 млн. лет — Канские граниты; 200—150 млн. лет — «молодые» редкометальные граниты Нигерии.

В Нигерии и Камеруне этапы гранитоидного магматизма, связанного с активизацией (Тугаринов, 1965), определяются следующим порядком цифр: 1) граниты кристаллического основания Нигерии 610—485 млн. лет; 2) поздние пегматиты кристаллического основания Нигерии 390—315 млн. лет; 3) комплекс молодых гранитов Нигерии 202—152 млн. лет; 4) биотитовый гранит новой кольцевой структуры—100 млн. лет. Следует обратить внимание на то, что в активизированной части фундамента Нигерии (Тугаринов, 1965) возраст гнейсов и амфиболитов не древнее 650 млн. лет, в то время как преимущественный возраст наиболее древних гранитов, связанных с этой активизацией, 550 млн. лет. Это еще одно подтверждение предшествующего развития гранитизации по отношению к гранитам, которые выплавлялись из гнейсов.

Таким образом, на любой докембрийской глыбовой структуре можно выделить несколько этапов формирования гранитоидов, связанных с этапами гранитизации цоколя.

На основании изложенного материала о формировании докембрийских глыбовых областей укажем основные причины, которые приводили к образованию гранитоидов: 1) погружение осадочно-вулканогенных пород на геосинклинальном этапе и метаморфизм их в условиях *T* и *P* гранулитовой и эклогитовой фации. Возникновение стационарного потока гранитизирующих компонентов, производящих гранитизацию в условиях амфиболитовой фации, орогеня, рост гнейсовых куполов, выплавление в них гранитоидов, которые или остаются на месте плавления, или внедряются в вышележащие породы; 2) опускание данного участка земной коры, перевод части пород из амфиболитовой в гранулитовую фацию, появление потока гранитизирующих растворов; 3) возникновение зоны тектонической активизации, характеризуемой повышенным температурным градиентом, развитие явлений прогрессивного метаморфизма в зоне, проявление процессов гранитизации и последующего выплавления в пределах зоны; 4) нарушение равновесия между породами коры и верхней мантии, взаимодействие, направленное в сторону базификации пород коры, появление потока гранитизирующих компонентов выше по разрезу, новая вспышка гранитизации и гранитоидного магматизма.

Особое место занимают случаи регрессивной гранитизации пород гранулитовой фации метаморфизма в блоках пород, испытавших поднятие. Здесь обычно привлекается мантийный источник гранитизирующих компонентов (Кузнецов, 1966), хотя не исключено также, что блок гранулитов, поднятый в условия амфиболитовой фации, испытывает воздействие поровых растворов окружающих пород.

В пределах древних глыбовых областей целесообразно выделять две принципиально различные группы гранитоидов: связанных с эволюцией гнейсово-купольных структур или же формирующихся в пределах глубинных тектонических зон активизации. При этом в некоторых случаях отмечаются и промежуточные типы, когда гнейсовые купола развиваются в пределах глубинных зон активизации. Так образуются гранитоиды, которые выплавляются в пределах гнейсового купола, но несут на себе черты, определяемые флюидным режимом данной зоны, что будет показано на конкретных примерах в последующих главах этой работы.

ГЛАВА II

УСЛОВИЯ ВЫПЛАВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ

Формированию гранитоидных массивов предшествует процесс расплавления алюмосиликатных толщ, близких по составу к будущему гранитоиду. Как правило, ими являются гнейсовые толщи, с которыми ассоциируют отвечающие им по составу почти изофациальные разности гранитоидов. Так, среди гиперстеновых гнейсов отмечаются магматические тела чарнокитов, в массе гиперстеновых плагиогнейсов, типа эндербитов, магматические тела чарнокитов, обогащенные плагиоклазом. В условиях амфиболитовой фации метаморфизма в толщах биотит-амфиболовых гнейсов образуются массивы гранодиоритов или биотит-роговообманковых гранитов и т. д. Следовательно, при изофациальном развитии процесса выплавления фазовый состав будущего гранита почти не отличается от фазового состава гнейса, из которого он выплавлялся — гранитоиды и гнейсы практически изохимичны.

Эти геологические факты доказывают, что при формировании больших по размерам тел гранитоидов выплавление носит коллективный характер, и масса расплава в первом приближении в каждой единице объема одинакова по составу. В этом состоит принципиальная разница в выплавлении мелких линз и шпиров лейкократового состава и формировании огромных масс гранитоидной магмы, когда процесс плавления захватывает участки в несколько километров мощностью по разрезу земной коры. Следовательно, в изофациальных условиях амфиболитовой или верхов гранулитовой фации на определенном этапе раз-

вития данного участка земной коры возникает очаг расплавления и происходит процесс переплавления алюмосиликатной породы гнейсового состава.

Рассматривая силикатный расплав как жидкость вблизи температуры кристаллизации, можно полагать, что по своим термодинамическим параметрам расплав мало отличается от породы, из которой он выплавился, так как плавление — это переход кристалла в более разупорядоченное состояние.

При интерпретации процессов плавления наибольшее значение имеют изменение объема $\Delta V_{\text{пл}}$ и изменение энтропии $S_{\text{пл}}$, отнесенные к единице объема. В первом приближении полную энтропию плавления можно представить как сумму отдельных вкладов, каждый из которых соответствует специфическому механизму упорядочивания. Поскольку

$$\left(\frac{dZ}{dP}\right)_T = V,$$

то при плавлении

$$\Delta V_{\text{пл}} = V_{\text{тв}} - V_{\text{расп}}$$

или

$$\Delta V_{\text{пл}} = \left(\frac{dZ_{\text{расп}}}{dP}\right)_{T_{\text{пл}}} - \left(\frac{dZ_{\text{тв}}}{dP}\right)_{T_{\text{пл}}},$$

считая, что твердая фаза и расплав находятся в равновесии при $T_{\text{пл}}$. Точно так же

$$\begin{aligned} \left(\frac{dZ_{\text{тв}}}{dT}\right)_P &= -\Delta S_{\text{пл}}; \\ -\Delta S_{\text{пл}} &= \left(\frac{dZ_{\text{тв}}}{dT}\right)_T - \left(\frac{dZ_{\text{расп}}}{dT}\right)_P. \end{aligned}$$

Уравнение Клаузиуса-Клапейрона устанавливает соотношения между параметрами фаз при плавлении

$$\frac{S_{\text{пл}}}{V_{\text{расп}} - V_{\text{тв}}} = \frac{dP}{dT};$$

при невысоких давлениях оба члена в левой части последнего уравнения не зависят от давления. Но поскольку $T_{\text{пл}}$ растет с повышением давления, то при высоких давлениях даже незначительное приращение его может привести к прекращению процесса плавления и к кристаллизации такой системы. Все силикаты при плавлении увеличиваются в объеме, поэтому, соглас-

но уравнению Клаузиуса-Клапейрона, их $T_{пл}$ при возрастании давления повышается. Температура плавления связана с термодинамическими параметрами соответствующих фаз. Так, если $T_{пл} = H_{пл}/S_{пл}$, то увеличение энтальпии плавления приводит и к повышению $T_{пл}$, а низкие значения $S_{пл}$ указывают на простой механизм плавления, когда степень упорядоченности кристалла и его расплава отличается друг от друга незначительно.

О значимости ΔV для силикатных расплавов можно судить приблизительно, исходя из величины пористости, наличия трещиноватости и отдельности, формирующейся при кристаллизации расплавов. Это дает основание для предположения о том, что в условиях, лишенных текучести и при всестороннем сжатии расплав и кристаллические фазы характеризуются близкими значениями плотностей, в которых энергия связи и расстояния между ионами в соответствующих соединениях довольно близки, а вблизи точки плавления силикатные расплавы практически близки к кристаллическому состоянию.

Вместе с тем сжимаемость расплава (β) больше, чем твердой фазы того же состава (в допустимых пределах, не приводящих к кристаллизации), но и тепловое расширение (α) тоже больше.

Учитывая структуру и природу силикатных расплавов, логично считать, что расплав при данных P и T должен обладать некоторым запасом свободного объема, без изменения химического и фазового состава, т. е. обладать некоторой сжимаемостью. Оригинальные исследования по определению сжимаемости силикатных расплавов были выполнены В. В. Байдовым (1970а), который для оценки сжимаемости силикатных расплавов предложил производную $(-dV/dV)$, коэффициент адиабатической сжимаемости $\beta_S = -1/V \cdot dV/dP$ и коэффициент изотермической сжимаемости $\beta_T = \beta_S + \frac{\alpha^2 VT}{C_p}$, где α — коэффициент объемного

расширения, V — объем, C_p — теплоемкость при постоянном P . Поскольку в последнем уравнении величина второго слагаемого невелика, принято считать $\beta_S = \beta_T$. В изотермических условиях сжимаемость определяется выражением $\frac{1}{dV/dP} = \frac{d^2 F}{dV^2}$, где F — энергия Гельмгольца.

На примере данных по сжимаемости SiO_2 , P_2O_5 и B_2O_3 видно, что эти величины соответственно равны 37,73; 123,90 и 220,20 $\frac{\text{см}^2/\text{дин}}{\text{моль}/\text{см}^3}$, и отличаются друг от друга в несколько раз, хотя жесткость связи кислорода с катионом окисла растет в ряду $\text{B}-\text{O}-\text{P}-\text{O}-\text{Si}-\text{O}$ (Байдов, 1970а). Отсюда можно сделать вывод, что сжимаемость определяется и структурными факторами.

Интересные данные были получены по определению сжимаемости в расплаве SiO_2 . Они показали почти одинаковую сжимаемость жидкого и твердого SiO_2 , что однозначно указывает на сохранение в расплаве 3-мерного полимерного каркаса SiO_2 (Байдов, 1970). По данным этого же автора, состояние SiO_2 в расплавах непрерывно меняется при добавлении K_2O , Na_2O , Li_2O , CaO от 0 до 10—15%, что показывает значение катионов модификаторов в структурных изменениях. Еще большую роль должны играть растворенные в расплавах газы и вода, хорошая сжимаемость которых обусловит уменьшение объема расплава. Таким образом, несмотря на то, что силикатные расплавы из-за своей полимерной структуры являются квазикристаллическими, в зависимости от состава они будут обладать определенной сжимаемостью без изменения фазового состава продуктов кристаллизации и без ее проявления при росте давления.

Представление о сжимаемости силикатных расплавов целесообразно привлекать для определения степени приращения объема расплава при снятии ΔP до начала его кристаллизации. Если это явление имеет место, то при снятии части давления и приращении объема (для силикатов эта величина колеблется $\approx 10\%$) будет нарушено статическое равновесие в системе расплав — порода и возникнет избыточное давление расплава на стенки камеры, в общем эквивалентное снятию части давления ($-\Delta P$). Более важным следует считать выделение тепловой энергии, сопровождающее приращение объема, и являющейся теплотой сжатия. Эта энергия — дополнительный источник для поддержания системы в расплавленном состоянии и развития процессов в окружающих породах.

Таким образом, при повышении давления характер изменения объема при плавлении и сам процесс выплавления будет зависеть от того, какой из этих факторов (ΔV , α , β , P) преобладает. На фоне возрастающего давления в многофазной системе в первую очередь будут выплавляться соединения с минимальным ΔV , а те, у которых ΔV максимально, будут испытывать тенденцию к кристаллизации. Отсюда следует вывод, что на фоне нарастания общего давления выплавление больших масс гранитоидного расплава невозможно, поскольку $K_{пш}$, $P_{л}$ и $K_{в}$ характеризуются максимальными (среди всей массы присущих гранитоидам силикатов) приращениями ΔV при плавлении. Поэтому обязательным условием выплавления гранитоидных расплавов является снятие части общего давления ($-\Delta P$).

Если рассматривать плавление как возрастание роли вакансий и дислокаций, то увеличение их количества в минерале вызывает приращение объема. Следовательно, их равновесная кон-

центрация должна уменьшаться с ростом общего давления (Руманс, 1969). И в этом случае увеличение общего давления является неблагоприятным фактором для развития процессов палингенеза.

Общее давление влияет на скорость химических реакций в земной коре, а также на процессы выплавления и эволюции силикатных расплавов. Как известно, высокое давление оказывает тормозящее действие на скорость диффузионных процессов; в этих условиях коэффициенты диффузии уменьшаются, а энергия активации диффузии и самодиффузии возрастает. Поскольку процессы начала плавления определяются диффузией компонентов, то возрастание давления весьма неблагоприятный фактор для выплавления силикатных расплавов в земной коре. Увеличение давления с глубиной приводит к уменьшению скоростей миграции компонентов и к известному торможению их диффузии в толще пород. Любое снятие общего давления способствует уменьшению величины энергии активации диффузии.

Опираясь на экспериментальные данные Горансона по растворимости воды в альбитовом расплаве, А. А. Маракушев (1968), сделал допущение об идеальности смешения воды и сухого расплава, показал, что с увеличением давления при постоянных температуре и P_{H_2O} содержание воды в расплаве снижается. Следовательно, снижение общего давления в системах с вполне подвижными компонентами должно приводить к увеличению в них содержания воды и снижению температуры плавления.

Давление и температура, кроме влияния на процессы фазовых переходов в силикатных расплавах, самым существенным образом влияют на подвижность ионов в них. Миграционная способность ионов зависит от структуры расплава, температуры, давления и определяется уравнением (Разумовская и др., 1969)

$$\tau = \tau_0 e^{\kappa P} (U/KT),$$

где τ — время молекулярной релаксации частицы в промежутках между перескоками из одних равновесных состояний в другие $\sim 10^{-12}$ с; K — постоянная Больцмана; $U(T, P)$ — энергия активации перегруппировки ионов, зависящая от температуры и давления в связи с тем, что равновесная структура расплава непрерывно меняется с изменением температуры и давления, т. е. большое влияние на скорость миграции компонентов оказывает величина активационного барьера.

Активационный барьер перегруппировки ионов и интенсивность их теплового движения должны быть связаны со свободным объемом: чем меньше энергия теплового движения и выше активационный барьер, чем меньше свободный объем, тем боль-

ше должна быть ограничена подвижность молекул. Доля свободного объема равна отношению свободного объема к общему объему. Свободный объем не распределяется равномерно во всем объеме расплава, а сосредоточивается в виде отдельных микрополостей порядка атомных размеров, или «дырок», по Я. И. Френкелю (Френкель, 1945). Наиболее важно то, что энергия активации перемещения частиц обратно пропорциональна доле свободного объема. Следовательно, повышение общего давления, приводящее к уменьшению доли свободного объема в расплаве, должно приводить к снижению скорости диффузии ионов в расплаве и уменьшению доли мигрирующих компонентов вообще. С глубиной проницаемость расплавов для сквозьмагматических растворов должна уменьшаться наряду со снижением емкости расплава в отношении примесных «сверхстехиометрических» компонентов. Отсюда следует, что снижение общего давления в расплаве должно приводить к возрастанию в нем свободного объема, росту скоростей диффузии компонентов расплава и, самое главное, к увеличению в нем суммарного количества примесных компонентов, что характерно для ультракислых, аномально обогащенных щелочами, водой, летучими и рудными элементами гранитоидных расплавов аляскитов, граносиенитов и магматических апогранитов, образующихся при минимальных значениях давления, так как потенциальная емкость гранитной магмы по отношению к сверхстехиометрическим компонентам возрастает по мере снижения общего давления.

Особое значение при плавлении имеют зоны стыков зерен, где обычно скапливаются примесные ионы, в порах содержится то или иное количество воды и летучих, которые понижают температуру плавления. В близповерхностной зоне кристаллов больше плотность вакансий, дислокаций и микротрещин, что также ведет к снижению $T_{пл}$ в этих зонах. В этих условиях на границе зерен могут развиваться явления контактного плавления. При контактом плавлении эвтектических смесей плавлению жидкой фазы предшествует диффузия, в результате которой образуются устойчивые зародыши фазы с составом, близким к эвтектическому (Савинцев и др., 1959; Хренов и др., 1970; Убеллоде, 1969).

Согласно «диффузионной теории», процесс контактного плавления, происходящий на границах соприкосновения зерен минералов, обусловлен взаимной диффузией компонентов и образованием легкоплавких смесей, т. е. температура плавления этой смеси всегда ниже, чем $T_{пл}$ каждого из этих минералов. Наряду с диффузионной теорией контактного плавления весьма интересна теория В. М. Залкина (1969), которая не связывает этот процесс с обязательным условием предварительной диффу-

зии. Суть этой теории заключается в следующем. В участках контакта кристаллических фаз силы межзатомного взаимодействия обуславливают «схватывание» поверхностных слоев кристаллов, в итоге на поверхности раздела сосредоточивается запас избыточной энергии. Под взаимным влиянием кристаллических полей обеих фаз образование зародышей жидкой фазы в кристаллах вдоль пограничной зоны уменьшается в соответствии со смещением температуры фазового равновесия. В итоге плавление поверхностного слоя одного из веществ происходит при пониженной температуре. Сопровождается оно снижением межфазной энергии вдоль граничного слоя и самопроизвольным диспергированием поверхностного слоя второй фазы в образовавшемся расплаве, что стимулирует дальнейшее плавление.

В гранитной системе на стыке Кв — Алб — Кпш может образоваться участок контактного плавления соответствующего состава, в то время как минералы, взятые отдельно, плавлению не подвергнутся. Если процесс контактного плавления не разовьется дальше, то при кристаллизации на этом участке образуется скопление мелких зерен Кв + Кпш + Пл с пегматоидной, гранофировой или панидиоморфнозернистой структурой. Такие соотношения мелких и крупных кристаллов довольно часты. Поэтому можно предполагать, что процессы контактного плавления широко распространены в гранитных системах, на разных этапах их эволюции. В частности, В. В. Ревердатто (1970) считает, что в роговиках на стыке зерен Кв — Орт — Алб может возникнуть легкоплавкая гранитная эвтектика; это является одной из форм развития контактного плавления.

В поликристаллической породе участки контактового плавления можно рассматривать как зоны разупорядочивания, по которым миграция воды, газов и сверхстехиометрических компонентов будет идти с большей скоростью, чем по системе пор микротрещин и вакансиям в минералах. Зоны разупорядочивания являются путями миграции вещества через субкристаллическую породу. На это указывают металлурги, считая, что растворяющиеся в плаках газы сосредоточиваются преимущественно в разупорядоченных зонах (Коваленко, Новохатский, 1969). В этом отношении существует известная аналогия между кристаллической породой с зонами разупорядочивания по границам зерен и зонами повышенной проницаемости между жидкими полимерами (будущими кристаллами) в силикатном расплаве. Данные экспериментов (Говоров, Овраменко, 1969) показывают, что тонкодисперсные фазы из таких зон обладают во много раз большей активностью, чем кристаллический агрегат. Иными словами, миграция трансмагматических, в понимании Д. С. Коржинского, растворов через кристаллические породы или через

расплавы может легко осуществляться по системе зон разупорядочивания, пронизывающих всю массу породы или объема расплава, причем в последних более интенсивно и с меньшими затратами энергии.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Все экспериментальные исследования гранитных систем или их отдельных составляющих можно разбить на две группы. В одну из них входят эксперименты типа «силикат + H_2O », где $P_{H_2O} = P$ и H_2O находится в избытке, что вряд ли может интерпретироваться для анализа природных силикатных систем, обычно недосыщенных водой, когда $P \neq P_{H_2O}$. Ко второй группе относятся немногочисленные работы, в которых количество воды в системе ограничено, или же вода появляется в результате разложения Мус, Би, Ро, как это было сделано в экспериментах Г. Брауна и В. Файфа. Несомненно, что эти работы больше отвечают явлениям, происходившим в природных условиях. Вместе с тем эксперименты, проводимые с избытком воды, также могут быть использованы для интерпретации процессов, проходящих при формировании пегматитов, магматических апогранитов и некоторых щелочных приповерхностных гранитов, кристаллизующихся в условиях насыщения водой. Рассмотрим некоторые из них.

Работа М. Шимады (Shimada, 1969) по исследованию плавления в присутствии воды является пока единственной. Ценность ее заключается в том, что плавление изучено при $P = P_{H_2O}$ и $P \neq P_{H_2O}$, при различном содержании воды, т. е. в первом случае он насыщен водой, а во втором расплав альбита содержит определенное количество воды (10 и 14 вес. %) и насыщен водой до определенной величины давления, но недонасыщен при более высоких давлениях (рис. 3). Поскольку подавляющая часть систем в условиях земной коры пребывает в состоянии $P_{H_2O} < P_{общ}$, то ценность подобного рассмотрения несомненна. На рис. 3 в $P-T$ координатах нанесены: кривая плавления Алб при $P = P_{H_2O}$ и

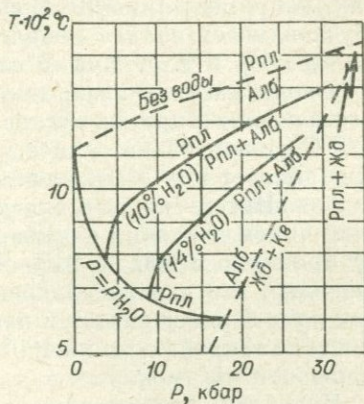


Рис. 3. Экспериментальные данные по плавлению альбита при $P = P_{H_2O}$ и $P \neq P_{H_2O}$ с 10 и 14% H_2O (Shimada, 1969).

при 10 и 14 вес. % воды; кривая плавления Алб в сухой системе и линия фазового перехода Алб→Жд+Кв.

Наибольший интерес представляют кривые с 10 и 14% воды. Обе кривые начинаются с кривой плавления Алб при $P = P_{H_2O}$ с точек, отвечающих насыщению расплава водой, что соответствует данным Бурнхама и Джанса (Burnham, Jahns, 1962). Они установили, что при 4,5 и 6 кбар растворимость воды в расплаве Алб равна 9, 10 и 11% при температурах водонасыщенного ликвидуса, т. е. при этой температуре и давлении расплав Алб как раз насыщен 10% воды. Это и есть максимальное давление, удовлетворяющее условию $P_{H_2O} = P$ в присутствии 10% воды. Кривая плавления с 10% воды, начиная с 4 кбар и 780° С, под очень малым углом, почти вертикально, поднимается до 5 кбар и ~920° С, а затем почти параллельно линии плавления в сухой системе, постепенно сближаясь с ней, идет до 30 кбар и 1300° С. Такую же конфигурацию имеет кривая и с 14% воды, которая начинается с 8,5—9 кбар и 650° С и круто идет до 11 кбар и 800° С, затем выполаживается и примерно под углом 45° следует параллельно предыдущей кривой. С точки зрения петрологии, с учетом геологических и экспериментальных данных, наибольший интерес для альбита представляет область от 10 кбар и ниже и от 500 до 1000° С, в которой весьма важны те их участки, где кривые плавления идут почти параллельно линиям равных давлений, т. е. участки кривых до их перегиба. Нетрудно убедиться, что в изотермических условиях для получения расплава необходимо незначительно уменьшить общее давление. Так, например, при 800° С снижение давления с 4,5 до 4 кбар обуславливает полное плавление альбита; при 900° С — с 5,0 до 4,8 кбар и т. д. Иными словами, если кривую плавления с 10% воды рассматривать как наиболее близкую к реально существующим в природе условиям, то от 4 до 5 кбар и от 780 до 900° С даже незначительное уменьшение давления (на 200—300 атм) вызовет почти мгновенный переход Алб через линию ликвидуса. Интересно, что для достижения этого же эффекта при постоянном давлении в 5 кбар необходимо повысить температуру примерно с 800 до 910—920° С. Без особых доказательств очевидно, что для расплавления в условиях земной коры первый путь более вероятен и легко реализуем, в то время как повышение температуры на 100° в региональном плане так быстро произойти не может.

Подобная работа для системы силикат—вода выполнена впервые, поэтому сравнение полученных данных с известными ранее дает основание для утверждения о том, что полученные зависимости в общем виде будут справедливы и для гранитной системы вообще. Действительно, солидусы гранитных пород в

присутствии воды при $P_{H_2O} < P$, или же когда имеют место условия недосыщения расплавов водой, всегда располагаются выше линии солидуса при $P_{H_2O} = P$.

На основании экспериментальных данных Д. Браун и В. Файф (Brown, Fife, 1970) рассмотрели возможность образования гранитных расплавов в ходе метаморфизма в условиях амфиболитовой фации. В отличие от других работ, где вода заливалась в ампулу перед началом эксперимента, они создавали смеси Кв, Кпш и Пл, куда вводили в различных пропорциях водосодержащие минералы Би, Ро, Мус. С повышением температуры и давления происходила дегидратация Би, Ро и Мус и в систему поступала вода. Такой процесс, несомненно, имеет место и в природных условиях. Кроме того, были получены кривые при $P = P_{H_2O}$. (Продолжительность экспериментов 14 суток, точных данных о наступлении равновесия не имеется.)

Весьма интересны данные по химическому составу расплавов, которые показали, что *составы первичных расплавов практически одинаковы и размещаются в области тройного минимума гранитной системы Туттла и Боуэна*. Характерно, что по мере уменьшения P и T совершается *постепенная эволюция составов от гранодиоритовых до гранитных расплавов*. Это вывод, базирующийся на корректно поставленном эксперименте, позволяет достаточно уверенно интерпретировать особенности эволюции гранитоидного магматизма в условиях древних глыбовых областей от диорит-гранодиоритовых на ранних этапах развития, до аляскитовых и двуслюдяных гранитов на завершающей стадии, что хорошо иллюстрируется примерами по многим регионам.

Представляют интерес данные Г. Брауна и В. Файфа по изменению химического состава расплавов. С ростом давления состав расплава приближается к диоритовому, что было зафиксировано и в более ранних исследованиях О. Туттла и Н. Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958). Авторы доказывают, что в условиях амфиболитовой фации объем расплава зависит от количества Би и Ро в породе и появление его связано с разрушением этих минералов. Температуры формирования расплавов лежат на 100—300° выше температур водонасыщенного расплава. Другое важное заключение состоит в том, что *первыми продуктами палингенного выплавления должны являться гранодиоритовые магмы, которые со временем должны сменяться гранитными*. Это позволяет проанализировать термальную историю данного участка земной коры, как функцию глубины и времени формирования. Эти выводы имеют большое значение для анализа геологических условий формирования гранитоидных массивов палингенного типа в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

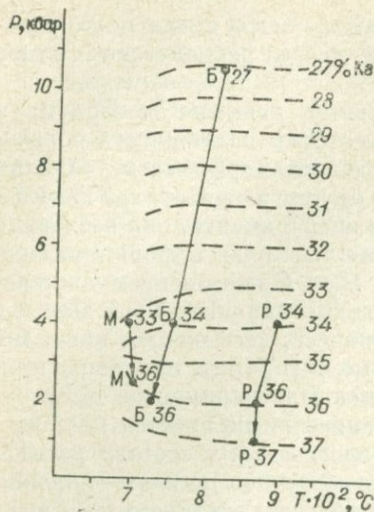


Рис. 4. Содержание нормативного кварца в выплавках (●) гранитоидного состава (Б—биотитовые, М—мусковитовые, Р—роговообманковые разности).

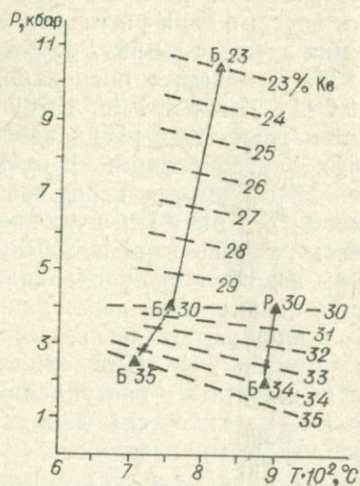


Рис. 5. Содержание нормативного кварца в выплавках (▲) диоритового состава. Условные обозначения см. в подписи к рис. 4.

Состав первичного расплава, по утверждению Г. Брауна и В. Файфа, не очень зависит от состава исходного субстрата, подвергнувшегося плавлению, но детальный анализ приведенного ими аналитического материала указывает на наличие такой зависимости. Вполне очевидна взаимосвязь между содержанием нормативного Кв в расплаве и его давлением и температурой. Для диоритовой системы в количественном отношении зависимость $P-T$ — содержание Кв остается неизменной и для Ро, Би и Мус составов (рис. 4). Очевидно, что от 10,5 до 4 кбар ведущим фактором, способствующим увеличению содержания нормативного Кв, является снятие давления, так как температура изменилась лишь всего на 60° , а давление на 6,5 кбар. Это и обусловило повышение содержания нормативного Кв на 7%. Для роговообманковых разностей в диапазоне 4—2 кбар и температуре $900-830^\circ$, судя по наклону вектора, давление и температура выступают почти на паритетных началах. То же самое наблюдается и в Би — Мус разностях. Интересно, что если в диапазоне 10,5—4 кбар приращение составило 7% Кв, то 4—2 кбар для роговообманкового состава 4% Кв, а для мусковитового — 5% Кв, т. е. по мере снижения давления до 4 кбар содержание нормативного Кв в расплаве значительно зависит от ΔP и соот-

ветствует $\sim 1\%$ Кв/1 кбар (см. рис. 4). Начиная с 4 кбар, система очень чутко реагирует на уменьшение и давления, и температуры, причем температуры в большей мере, и здесь это соотношение уже равно 3,3% Кв/1 кбар для Би — Мус составов и 2% Кв/1 кбар для Ро состава.

Такая же однозначная закономерность фиксируется и для гранитного ряда на базе Ро, Би и Мус (рис. 5). Весьма примечательно, что как и для диорита изменение количества нормативного Кв в интервале 10,5—4 кбар равно $\sim 1\%$ Кв/1 кбар, хотя содержание самого Кв выше по всему интервалу на 4% по сравнению с диоритом, что иллюстрирует влияние исходного субстрата на состав выплавов. В то же время, если для диорита и в интервале 4—2 кбар это соотношение резко изменилось, то для гранитной серии от 10,5 до 1 кбар оно остается практически неизменным и $\approx 1\%$ Кв/1 кбар при преобладающей роли давления.

Не менее интересны и данные по изменению К : Na отношения в сериях смежных расплавов: 1) у диоритовых расплавов на базе Ро К : Na отношение возрастает при снятии давления от 4 до 2 кбар и мало зависит от температуры (рис. 6). Для диоритовых составов на базе Би в диапазоне 10,5—4 кбар К : Na соотношение меняется не столь существенно, что в общем характерно для биотитовой части гранитной системы до 4 кбар, когда для роговообманковых составов рост К : Na соотношения определяется в основном уменьшением давления; 2) от 10,5 до 4 кбар гранитная система эволюционирует от 830 до 690° на фоне неуклонного возрастания К : Na отношения, которое при 4 кбар и 690° и Мус в составе породы становится равным 1. После этого, хотя температура несколько возрастает, снижение давления до 2,5 кбар обуславливает резкое увеличение К : Na отношения до 1,15.

Из этих данных следует, что по мере снижения T и P независимо от исходного алюмосиликатного субстрата состав выплавов эволюционирует в сторону обогащения их К по отношению к Na, что должно выражаться в расшире-

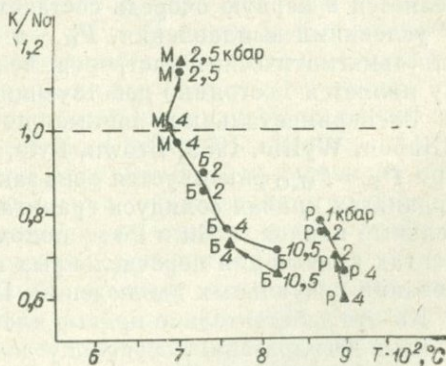


Рис. 6. Зависимость К:Na отношения и содержания нормативного кварца в выплавках гранитоидного состава.

Условные обозначения см. в подписи к рис. 4.

нии поля К-содержащих минералов и появлению аляскитовых и граносиенитовых разностей пород в верхних горизонтах земной коры.

В эволюционном ряду развития магматической гранитоидной системы в условиях глыбовых областей это должно проявиться в последовательной смене гранодиорит-диоритовых серий гранитными с образованием на конечных этапах аляскитов и граносиенитов, что и осуществляется в действительности (см. главу III данной работы).

Экспериментальные данные хорошо согласуются с геологическими, полученными при изучении генетических серий гранитоидов, эволюционирующих по разрезу земной коры по мере уменьшения температуры и давления. При сравнении составов, приведенных Д. Брауном и В. Файфом, с природными видно, что содержание Na и особенно K в экспериментальных составах ниже, чем в природных. В то же время количество других компонентов сопоставимо в тех и в других составах. Это обстоятельство дает основание для утверждения о том, что формирование природных расплавов (по Д. С. Коржинскому) происходит под постоянным воздействием сквозьмагматических растворов, приносящих в систему щелочи, особенно K. Поэтому в гранитоидных расплавах почти всегда имеется некоторый избыток сверхстехиометрического K, количество которого нарастает в конечных продуктах эволюции в результате естественного возрастания K : Na отношения в расплавах по мере снижения температуры и давления, а также за счет калия, привносимого глубинными растворами.

Таким образом, состав любого палингенового расплава определяется в первую очередь составом исходного субстрата, $P-T$ условиями выплавления, P_{H_2O} и P_{CO_2} , и составом глубинных сквозьмагматических растворов, воздействие которых на систему является постоянно действующим фактором.

Экспериментальные данные по плавлению гранитоидов (Gibbon, Wyllie, 1969; Brown, Fyfe, 1970; и др.) показывают, что при $P_S = P_{H_2O}$ фиксируется одна закономерность: в $P_{H_2O}-T$ координатах кривая солидуса гранита, Пл, Ор, Кв имеет отрицательный наклон, а Би и Ро — положительный. В этих экспериментах кривые для перечисленных минералов строились на основании визуальных наблюдений. Поэтому, если для Пл, Кшп и Кв это действительно кривые плавления, то для Би и Ро это кривые дегидратации, поскольку давление в системе задавалось водой. Общеизвестно, что с повышением P_{H_2O} температура дегидратации водосодержащих минералов повышается, кривые дегидратации имеют положительный наклон, в то время как повышение общего давления приводит к снижению температуры де-

гидратации (Маракушев, 1968). Отсюда следует ряд петрологических следствий: 1) поскольку процесс палингенного происхождения гранитоидных расплавов постулируется за счет гнейсов или более древних гранитов, то тем самым подразумевается, что в составе исходных пород наряду с другими минералами содержались слюды и амфиболы; 2) учитывая специфику палингенных явлений, возможны два варианта: $P_S > P_{H_2O}$ — наиболее часто встречаемый случай; $P_S = P_{H_2O}$ — условия, реализуемые значительно реже. Для первого варианта характерна тенденция

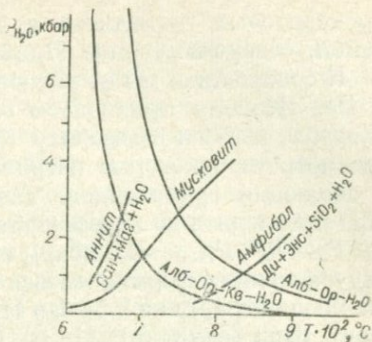


Рис. 7. P_{H_2O} — T диаграмма, иллюстрирующая взаимоотношения кривых плавления Алб—Орт—Кв— H_2O и Алб—Орт— H_2O с кривыми устойчивости анирита, мусковита и амфибола.

к смещению кривых дегидратации в область более низких температур в той мере, в какой $P_S > P_{H_2O}$. Для второго, наоборот, чем ближе значения P и P_{H_2O} , тем выше температуры дегидратации слюд и амфиболов, и при $P = P_{H_2O}$ кривые плавления Алб—Орт— H_2O и Алб—Орт—Кв— H_2O будут иметь отрицательный наклон, а кривые дегидратации — положительный (рис. 7). Следовательно, в условиях палингенеза при $P_S = P_{H_2O}$ может протекать процесс плавления Алб—Орт—Кв эвтектики, в то время как слюды и амфиболы в этих условиях будут устойчивы и не перейдут в расплав в виде твердой фазы, не испытывая разложения. При кристаллизации такой породы Кв—Орт—Пл будут вновь образованными фазами, а Би, Мус или Амф перешедшими в расплав из ранее существовавшей породы. Это не означает, что состав данного минерала в расплаве обязательно должен оставаться неизменным; он будет эволюционировать в соответствии с изменением физико-химических условий существования данной магмы. Таким образом, при $P = P_{H_2O}$ и плавлении Алб—Орт—Кв— H_2O эвтектики могут образовывать сравнительно низкотемпературные породы гранитоидного ряда — лейкократовые граниты, гранитогнейсы, пегматит-аплиты, т. е. когда содержащиеся в них слюды будут переходить в расплав, минуя стадию плавления. Для Мус такие условия могут реализоваться при $P_{H_2O} > 1,5$ кбар; область существования подобных расплавов заключена между кривой дегидратации Мус и линией ликвидуса Алб—Орт—Кв— H_2O (см. рис. 7), т. е. $\sim 650^\circ$ при 5—6 кбар P_{H_2O} (при условии, что $P = P_{H_2O}$). Следует признать, что такие условия наиболее реальны при формировании метаморфогенных

мусковитовых пегматитов в амфиболитовой фации (Мамский район, северо-восточное Прибайкалье).

К сожалению, мы не располагаем кривыми дегидратации Би и Ро. Поэтому приходится оперировать данными по анниту (Engster, 1957) и тремолиту (Boyd, 1956), но и они позволяют рассмотреть некоторые петрологические вопросы выплавления и эволюции гранитоидов. Так, если кривую Алб—Ор—Кв— H_2O проследить до пересечения ее с линией дегидратации аннита ($T \sim 675^\circ$, $P_{H_2O} \sim 2,5$ кбар), то выше 2,5 кбар вдоль линии ликвидуса должны формироваться гранитные расплавы с железистыми слюдами, а ниже 2,5 кбар H_2O аннит распадается с образованием Кпш (санидин), Мг и H_2O (см. рис. 7). Это фиксируется в приповерхностных граносиенитовых интрузиях, которые образуются в условиях падения давления воды. Так, например, на Кокчетавской глыбе в Еленовском граносиенитовом массиве Би фиксируется в виде единичных кристаллов и подвержен разложению с выделением Мг, а порода на 70—80% состоит из Кпш. Характерно, что уже на глубине 300 м (по керну скважин) проявляется тенденция к увеличению количества Би и его лучшей сохранности.

Пересечение линии Алб—Орт—Кв— H_2O эвтектики с кривой дегидратации амфибола знаменует смену амфиболов ассоциацией Пир+Кв и появлению в интервале температур $>800^\circ$ и $P_{H_2O} < 0,3$ кбар пироксеносодержащих гранитоидов. В общем виде полученная зависимость характеризуется данными Д. Брауна и В. Файфа (Brown, Fyfe, 1970), фиксирующими устойчивость соответствующих гидратсодержащих минералов с ростом температуры в следующей последовательности: Мус—Би—Фло—Ро.

Повышение давления при неизменном P_{H_2O} влияет на снижение температуры дегидратации минералов и расширение в области более высоких температур полей устойчивости безводных фаз. Так, если рассматривать условия плавления вдоль линии ликвидуса «гранитной» эвтектики (см. рис. 7) после ее пересечения с линией дегидратации Амф, то видно, что при низких P_{H_2O} (менее 0,3—0,5 кбар) и $T > 800^\circ$, Пл, Кпш и Кв гнейсового субстрата будут плавиться, а Пир переходить в расплав без плавления. В итоге после кристаллизации образуются пироксеносодержащие гранитоиды, в которых Пир расплавлению не подвергался, а частично эволюционировал в расплаве по мере изменения физико-химических условий. Таким путем возникают многочисленные разновидности гранитоидов с гранатом, кордиеритом и т. д. При этом, как подчеркивали Л. Л. Перчук (1970) и другие исследователи, отмечается тесная преемственность по наличию граната, кордиерита, пироксенов между гра-

нитоидами и гнейсами, из которых они выплавились. Эти минералы в большинстве случаев устанавливаются в гранитах только при наличии в исходных гнейсах. По нашим наблюдениям формирование чарнокитов в составе двупироксеновых гнейсов в шарыжалгайской серии (Прибайкалье) происходит именно таким путем, когда плавлению подвергалась только кварц-полевошпатовая часть гнейса, а пироксены переходили в расплав, минуя стадию расплавления. В дальнейшем они эволюционировали в нем по мере изменения физико-химических условий.

В экспериментах по плавлению гранитоидов (Gibbon, 1969; и др.), где $P_S = P_{H_2O}$ в интервале $750-800^\circ\text{C}$ и $1-3$ кбар P_{H_2O} , фиксируется линия перехода биотита в роговую обманку, которая имеет положительный наклон. Следовательно, даже в изотермических условиях снижение P_{H_2O} может привести к вытеснению биотита амфиболом, что в общем-то равносильно увеличению глубины формирования данной породы и смене слюд амфиболами в гранитных парагенезисах. Снижение температуры при $P_{H_2O} = \text{const}$ может вызвать замещение амфибола биотитом, что довольно широко фиксируется в гранитоидах такого состава. Аналогичный эффект может быть достигнут, если одновременно снижать и P_{H_2O} , и T , но последнюю в большей мере (т. е. когда кривая падения T и P будет пересекать кривую Би—Амф равновесия).

А. Бетчер и Р. Вилли (Boettcher, Wyllie, 1968) предприняли экспериментальное исследование гранитной системы при избытке воды до 30 кбар давления. В экспериментах использовался биотитовый гранит с содержанием Кв 34,9%, Пл 31,5, Орт 29, Би + другие темноцветные 4,7%. Размельченная порода помещалась в платиновые капсулы с 25—35% воды; давление задавалось в системе цилиндр—поршень. Содержание воды не соответствовало количеству ее в природных системах, но результаты эксперимента представляют определенный интерес. Плавление начинается при $620 \pm 5^\circ\text{C}$ при 10 кбар и $605 \pm 5^\circ\text{C}$ при 15,3 кбар. Приблизительно при 17 кбар разрушается Пл, переходя в Жд + Кв, при этом наблюдается повышение температуры солидуса до 670°C при 27 кбар. В солидусных промежутках при 20 кбар Би и Орт полностью растворяются в воде. Эти экспериментальные данные не подтверждают теоретических расчетов о том, что кривая плавления проходит через температурный минимум в области 10 кбар. Полученная кривая плавления гранита, насыщенного водой, предусматривает физические пределы существования силикатных расплавов, когда выше 15—17 кбар существование гранитного расплава даже в условиях насыщения водой становится невозможным, поскольку далее происходит переход Пл в Жд + Кв. Если же учесть, что при этих дав-

лениях содержание воды в породах земной коры исчезает мало, то полученные данные могут представлять относительную ценность.

Р. Джеймс и Д. Гамильтон (James, Hamilton, 1969) изучили систему Алб—Орт—Ан—Кв при давлении воды 1000 бар. Рассмотренная ими область на диаграмме плавления занимает узкий промежуток от 730 до 780°C при постоянном $P_{H_2O}=1$ кбар. Несмотря на важность проведенной работы, следует заметить, что она не может быть достаточно аргументированно использована при анализе природных процессов, поскольку $P=P_{H_2O}$, что не соответствует действительности. Низкие давления воды и область температур позволяют распространить полученные результаты (правда, с необходимыми оговорками) на самые низкотемпературные приповерхностные гранитные расплавы, формирующиеся в условиях насыщения водой и отвечающие лейкократовым гранитам, аляскитам или магматическим апогранитам. Они получили соотношение силикатных компонентов в расплаве, которые находятся в моновариантном равновесии с Пл, Орт, Кв и H_2O при $730 \pm 5 - 10^\circ C$ Алб₃₁; Орт₂₈; Кв₃₈; Ан₃; при $745 \pm 5 - 10^\circ C$ Алб₂₁; Орт₃₁; Кв₄₀; Ан₅; при $780 \pm 10^\circ C$ Алб₁₀; Орт₃₉; Кв_{43,5}; Ан_{7,5}. Уменьшение температуры обусловли-

вает сдвиг системы в сторону обогащения ее Алб и Кв, что соответствует появлению в природе Кв—Алб гранитных расплавов с подчиненным количеством Орт и почти полным отсутствием Ан (Летников, 1968, Коваленко и др., 1969; и др.).

С. А. Морсе (Morse, 1970) изучил условия плавления полевых шпатов с водой при $P=5$ кбар. Количество воды составляло 15% и более, в зависимости от условий насыщения, т. е. вода находилась в избытке. Эксперименты проводились в платиновых ампулах, внешнее давление задавалось водой или аргоном. В ходе эксперимента было установлено, что ликвидус Алб— H_2O при 5 кбар равен $758 \pm 3^\circ C$, а Орт плавится при $876^\circ C$. Критическая линия Алб—Орт пересекает кривую начала плав-

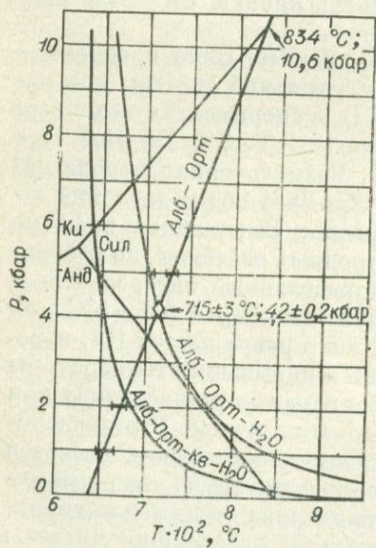


Рис. 8. Кривые плавления Алб—Орт— H_2O и Алб—Орт—Кв— H_2O и критическая линия Алб—Орт (Morse, 1970).

ления системы Алб—Орт— H_2O при 4,2 кбар и 715° . Это минимальные условия, в которых могут сосуществовать два полевых шпата и расплав в этой системе (рис. 8). Наклон критической линии Алб—Орт равен $18,3^\circ C/кбар$; она пересекает Ки—Сил кривую при 10,6 кбар и $834^\circ C$, а Анд—Сил при 3,5 кбар и $730^\circ C$ (см. рис. 8). Последнее пересечение фиксирует максимальное давление, при котором Анд и гиперсольвусный щелочной полевой шпат (анортотлаз или мезопертит), несмотря на присутствие Ан, могут сосуществовать. Подобным же образом это пересечение определяет минимальное давление для системы силлиманит — сольвус — анортит — щелочной полевой шпат и минимальную температуру для системы силлиманит — гиперсольвус щелочного полевого шпата при любом содержании Ан.

Пересечение критической линии (Алб—Орт) с кривой солидуса для Алб—Орт— SiO_2 — H_2O опускается почти до 2,2 кбар и $680^\circ C$, почти на 1 кбар ниже вычисленной ранее О. Таттлом и Н. Боуэном (Tuttle, Bowen, 1958), как это и предвидели Д. Стюарт и Е. Розебум (Stewart, Roseboom, 1962). Весьма интересно, что при этом давлении или выше его, гранитная + H_2O система будет изобарического эвтектического типа, а ниже этого давления — изобарически минимального типа. На диаграмме (см. рис. 8) точка с $P=2,25$ кбар и $T=678^\circ$ отделяет поле гиперсольвусных гранитов (Tuttle, Bowen, 1958) при более высоких температурах и более низких давлениях от поля сольвусных гранитов при более низких температурах и более высоких давлениях. При большем давлении водонасыщенные гранитные расплавы с первоначально кристаллизующимся гиперсольвусным полевым шпатом закончат свою кристаллизацию в зоне обоих полевых шпатов. Давление воды в 2,25 кбар является максимальным для полностью гиперсольвусных гранитов, не принимая во внимание содержание Ан. Выше этого давления гранитные расплавы с любым первоначальным содержанием воды должны кристаллизоваться с выделением двух полевых шпатов, поскольку фракционирование повышает содержание воды до точки насыщения.

Вопросу о выплавлении гранитоидных магм посвящена обстоятельная работа Л. Л. Перчука (1970а); в какой-то мере этот вопрос освещается в его монографии (Перчук, 1970б). К сожалению, все экспериментальные исследования по плавлению гранитов к моменту написания этих работ были выполнены при $P_s = P_{H_2O}$, а исследования при $P_s > P_{H_2O}$ появились несколько позже. Поэтому, все кривые плавления гранитов в упомянутых работах имеют отрицательный наклон, поскольку было принято, что P_s мало влияет на плавление гранита. Позднее по данным экспериментов М. Шимады (Shimada, 1969) эти выводы бы-

ли скорректированы. Тем не менее Л. Л. Перчук пришел к интересным выводам о решающей роли воды и в меньшей мере щелочей на снижение температуры плавления гнейсов. Он приводит данные о подчиненности минерального состава гранитоидов составу вмещающих их гнейсов. Наиболее ценными в работах Л. Л. Перчука являются факты установления *более низких температур равновесий в мигматитах и гранитах по сравнению с вмещающими их гнейсами*, что хорошо иллюстрирует развиваемый в этой работе тезис о массовом плавлении гнейсов на регрессивном этапе при снижении общего давления и увеличения P_{H_2O} . Температура расплавов может при этом оставаться постоянной или же незначительно уменьшаться в соответствии с возрастанием P_{H_2O} , активностью щелочей и летучих.

Для сравнения пород различного фазового и химического состава, но близких по генетическим признакам, из метаморфических толщ Шарыжилгая (архей) и ольхонской серии (протерозой?) были отобраны образцы гнейсов, гранитоидов и пегматитов, анализы которых приведены в табл. 1. После петрографического изучения отдельные пробы подвергались плавлению при выдержке от 48 до 72 ч по ампульной методике. Степень за-

Таблица 1

Состав гнейсов, гранитоидов и пегматитов

Элемент	6-фл	7-фл	8-фл	17-фл	18-фл	24-фл	25-фл
SiO ₂	69,41	70,10	65,50	69,20	69,39	75,65	79,50
TiO ₂	1,07	0,49	1,52	1,40	0,98	0,27	0,25
Al ₂ O ₃	13,15	13,46	13,96	12,72	14,59	12,81	10,77
Fe ₂ O ₃	1,30	1,14	1,55	1,79	0,80	1,07	0,77
FeO	3,23	1,44	4,17	4,31	2,87	0,65	0,29
MnO	0,07	0,07	0,11	0,12	0,05	0,19	0,05
MgO	1,71	1,16	2,17	2,02	1,34	0,20	0,10
CaO	2,45	2,31	3,43	2,24	3,78	0,70	0,40
Na ₂ O	2,52	2,32	3,25	2,00	4,00	3,32	3,00
K ₂ O	3,60	6,00	2,56	3,16	1,50	4,22	4,46
H ₂ O ⁻	0,04	0,14	Нет	0,08	0,04	0,10	Нет
H ₂ O ⁺	0,76	1,02	0,98	0,88	0,24	1,04	0,50
P ₂ O ₅	0,29	0,23	0,10	0,33	0,12	0,20	0,09
Σ	99,56	99,74	99,30	100,17	99,66	100,32	100,18

Примечание. Аналитик Н. А. Таскина.

Результаты плавления гранитоидов и гнейсов шарыжилгайской и оль-
хонской серий (Прибайкалье)

№ пробы	Порода	Количество стекла, %						
		$P_{H_2O}=1000$ атм					2000 атм	2200 атм
		600°	650°	700°	750°	800°	700°	700°
6-фл	Кв — Кпш — Пл — — Би + Ро гнейс	Нет	Нет	Нет	Нет	90	—	100
7-фл	Шлира Кв — Кпш — — Пл — Би грани- та в гнейсе	»	»	»	10	100	100	—
8-фл	Гранодиорит	»	»	»	»	5	60	80
18-фл	Теневые гранодио- риты	»	»	»	»	10	—	—
24-фл	Кв — Кпш — Пл — — Би + Мус гнейс	»	»	»	10	100	—	—
25-фл	Послойный пегматит в гнейсе	»	»	40	50	100	—	—

полнения ампул водой зависела от внешнего давления, когда P_{H_2O} в ампуле было примерно равно давлению внешнему. Плавление проводилось в бомбах высокого давления. Количество стекла и состав фаз определялись в иммерсии под микроскопом; результаты плавления приведены в табл. 2.

Несмотря на то, что давление задавалось H_2O , получены довольно интересные результаты. Первая серия образцов 6-7-8-фл отобрана из архейских пород Шарыжилгай на с.-з. оз. Байкал (134,5 км дороги Слюдянка — порт Байкал). Здесь среди Кв — Кпш — Пл (№ 35) — Би — Ро гнейсов залегает шлира гранита того же состава, но без Ро и с более кислым Пл (№ 25 — 30). Эти граниты, видимо, выплавились из гнейсов и остались на месте с сохранением общих с гнейсами структурных особенностей. Порода секутся дайкой гранодиорита, которая прослеживается вниз по разрезу на несколько десятков метров и, несомненно, внедрилась из более глубоких горизонтов разреза.

Сравнение гнейсов и апофациальных с ними гранитов показывает, что в гранитах резко уменьшилось количество Mg, Ti и Fe, почти не изменилось (в пределах ошибки анализа) или не изменилось совсем количество Si, Al, Mg, Ca, Na, P, но резко

возросло содержание К и в 2,5 раза степень окисления Fe, увеличилось на 30% содержание воды. Такое изменение состава оказало влияние и на плавление этих пород. Так, гнейсы при 750° и 1000 атм P_{H_2O} не плавятся, а в гранитах фиксируется ~10% стекла, при 800° первые плавятся частично, а граниты полностью. Характерно, что гранодиориты, характеризующиеся более низким суммарным содержанием щелочей, преобладанием Na над K, высоким содержанием Mg, Ca и Fe при 800° и 1000 атм P_{H_2O} только начинают плавиться, в то время как гнейс и гранит уже расплавлены и даже при $P_{H_2O}=2200$ атм и 700° в гранодиорите фиксируется до 20% нерасплавившихся Пл и Кв. Теневые гранодиориты из этого же района в отличие от лейкократовых гнейсов и гранитов при 1000 атм P_{H_2O} и 800° плавятся крайне незначительно.

Вторая серия образцов (24 и 25-фл) отобраны из ольхонской серии уланнурской свиты (по схеме А. С. Ескина) на берегу Байкала в левом борту р. Усть-Анга. Здесь среди лейкократовых тонкозернистых гнейсов Кв—Пл—Кпш—Би±Мус состава (обр. 24-фл) фиксируются послойные тела пегматитов того же состава, но с увеличением доли Кпш, Мус (Мус→Би) и Кв. По сравнению с Би—Ро гнейсами (6-фл) Би—Мус начинают плавиться при $P_{H_2O}=1000$ атм и 750° и при 800° претерпевают полное расплавление, а пегматит уже при 700° расплавлен на 40%, т. е. увеличение содержания щелочей (особенно К), SiO_2 и снижение Mg, Ca, Fe, Al снижает температуры солидуса и ликвидуса (при $P_{H_2O}=\text{const}$) на 50—100°. В других работах указывается, что при давлении воды 2 кбар в интервале 675—850°C 94 вес. % биотитового гнейса претерпевает полное расплавление (Steuhl, 1962), при том же давлении воды и при 680—780°C в расплав переходит 73% кордиеритового гнейса (Платен, 1967). Рассмотренные случаи относятся к термодинамическому плавлению, которое реализуется сравнительно быстро при очень малом влиянии кинетических факторов. Но одновременно с термодинамическим плавлением, которое уничтожает индивидуальные очертания отдельных кристаллов, может быть и механическое плавление, когда процесс идет без ликвидации отдельных минеральных фаз, но порода по своим свойствам является квазирасплавом, что и будет рассмотрено ниже.

МЕХАНИЧЕСКОЕ ПЛАВЛЕНИЕ

При изучении гнейсовидных толщ наблюдается значительная мобильность пород, при этом однозначно фиксируются следы ее течения и разрушения. Существующие гипотезы образо-

вания таких пород исходят из процесса неполного плавления наиболее кислой части породы.

Признавая частичное плавление гранитоидного субстрата, необходимо обратить внимание на следующие факты: 1) процессы мигматизации и «течения» гнейсового субстрата отмечаются в наиболее глубоко метаморфизованных породах; 2) в условиях амфиболитовой фации метаморфизма «течение» пород повсеместно развитое явление; 3) «течение» наблюдается только в кварцсодержащих породах. Бескварцевые и даже карбонатные породы ведут себя пассивно и бывают «расташены» мобильным гнейсовидным субстратом, который ведет себя как расплав.

При «течении» гнейсов химический и минеральный состав породы, а также размеры зерен практически не изменяются, поэтому есть основание для утверждения о том, что в этом случае решающее значение имели какие-то факторы, которые обусловили перевод гнейса в вязкопластическое состояние, характерное для расплавов. Если рассматривать плавление как механическую нестабильность, для которой отличие расплава от кристалла заключается в нулевом сопротивлении сдвигу, то для объяснения механизма течения гнейсов при высоких температуре и давлении рационально привлечь представление о механическом плавлении пород (Убеллоде, 1969). В обычных условиях $T_{\text{мех}}$ — это точка механического плавления, определяемая как температура преодоления сопротивления сдвигу. Термодинамическая точка плавления $T_{\text{пл}}$ обычно ниже $T_{\text{мех}}$, так как жидкое состояние становится более вероятным, прежде чем достигается любая из этих двух температур. Но при увеличении давления $T_{\text{пл}}$ может возрастать быстрее, чем $T_{\text{мех}}$ и стать выше ее.

В этом случае твердая фаза, даже обладая более низкой энтропией и более низким объемом, чем жидкость, может течь под действием минимальных внешних сдвиговых напряжений при температуре выше $T_{\text{мех}}$, что соответствует механическому плавлению (Убеллоде, 1969). Следовательно, если порода находится под давлением ($P_{\text{кр}}$), которое препятствует ее термодинамическому плавлению, то будет иметь место механическое плавление. При этом порода будет обладать всеми свойствами квази-расплава, характеризуясь в целом нулевым сопротивлением сдвигу. Так, в гнейсовых толщах возникают псевдорасплавы, в которых при достижении $P > P_{\text{кр}}$ совершается обычное термодинамическое плавление, идущее с приращением объема ($+\Delta V$). При снятии давления и переходе системы к термодинамическому плавлению выделится теплота сжатия, которая будет стимулировать развитие процессов плавления во всем объеме породы. Если порода находится в стадии механического плавления, то

это состояние является как бы переходным по отношению к термодинамическому плавлению, которое совершается относительно быстро.

Между фазовым переходом и термодинамическим плавлением много общего. В термодинамике оба эти процесса описываются одинаково, так как в точке фазового перехода и в точке плавления свободные энергии обеих фаз равны. Как указывалось выше, мигматизация и пластическое состояние характерны для наиболее высокометаморфизованных пород амфиболитовой фации, близких по условиям формирования к гранулитовой и, наоборот, гнейсы в условиях, граничных с эпидот-амфиболитовой фацией, характеризуются стратиграфически выдержанными элементами залегания и не образуют структур течения.

Учитывая, что метаморфизм в условиях амфиболитовой фации протекает в интервале $625-750^{\circ}$ (Добрецов и др., 1970), то при этом обязательно должен происходить $\alpha-\beta$ переход кварца. Особенность $\alpha-\beta$ перехода — это резкий скачок свойств при температуре фазового перехода.

По данным Д. Григгса, Ф. Тернера и Х. Херда (Griggs et al, 1960), в области $\alpha-\beta$ перехода имеет место резкое падение, почти до нуля, прочности и вязкости кварца. В более поздних исследованиях В. Г. Зубова и М. М. Фирсова (1962) с высокой степенью точности зафиксированы значения упругих постоянных кварца в интервале температур от 20 до 650°C , включая точку $\alpha-\beta$ перехода. Они обнаружили, что в интервале $524-580^{\circ}$ упругое поведение кварца совершенно аномально для твердого тела. В указанном интервале все коэффициенты Пуассона отрицательны и весьма велики по своему обычному значению. Это означает, что изменение упругих постоянных кварца, начиная с 524° , приводит к *резкому ухудшению устойчивости кристалла по отношению к упругим деформациям* и «катастрофически быстрому ухудшению устойчивости относительного расположения подрешеток Si и O» (Зубов, Фирсова, 1962). Объясняется это тем, что с 524° начинается интенсивное увеличение удельного объема кварца и разрыхление его структуры, при достижении 524° атомы уже занимают позиции, отвечающие β -фазе. Следует учитывать, что на переход могут влиять и другие факторы.

В работе В. К. Семенченко и В. Б. Баскакова (1969) обобщены экспериментальные данные по $\alpha-\beta$ переходу кварца. Авторы отметили резкое уменьшение термодинамической и механической устойчивости кварца при 573° , при этом восстановление устойчивости в окрестности точки фазового перехода происходит у β -кварца значительно быстрее, чем у α -кварца, а фазовый переход в кварце обусловлен в первую очередь падением

его механической устойчивости. Резкое падение механической устойчивости α -кварца начинается при $510-520^{\circ}\text{C}$, а исключительно резкое падение механической и термодинамической устойчивости обеих фаз Кв наблюдается в интервале $555-585^{\circ}$; начиная с 555° , α -кварц перестает быть микрогомогенным, и в нем присутствуют обе модификации SiO_2 . Данные опытных работ (Дмитриев, Кузьев, 1968) свидетельствуют, что энергия перехода при 573° равна $3,5$ кал/г и сопровождается увеличением объема на $4,55\%$.

Следовательно, в условиях метаморфизма процесс $\alpha-\beta$ перехода кварца имеет огромное значение, поскольку прочность кварца при этом резко снижается и он по своим свойствам приближается к жидкости. Это способствует переходу всей массы породы в жидкопластичное состояние, а в условиях сжатия и к интенсивному ее перемещению, и созданию структуры течения. Иными словами, на этой стадии гнейсы без расплавления переходят в пластичное состояние и в определенных условиях могут внедряться в другие породы, разрывать и «растаскивать» более характерные для этих условий пласты амфиболитов и других основных пород, создавая причудливую и трудно поддающуюся структурному анализу всеобщую картину деструктурирования породы.

Как известно, температура $\alpha-\beta$ перехода зависит от давления и до 20 кбар имеет линейный характер. Предположив, что интервал резкого изменения прочностных свойств кварца при переходе, равный 51° , с повышением давления остается постоянным, можно наметить зону, соответствующую этому состоянию (рис. 9). В координатах $P-T$ зафиксированы: 1) зона $\alpha-\beta$ перехода кварца, нанесенная на основании экспериментальных данных Н. Гартера, Я. Кристи и Д. Григса (Garter, 1964); 2) кривые солидуса и ликвидуса плавления биотитового гранита из Динки Лейкс (батолит Сьерра Невада), по экспериментальным данным А. Бетчера и П. Вилли (Boettcher, 1968). Плавление гранита осуществлялось при $P_{\text{H}_2\text{O}}=P_{\text{об}}$; 3) экспериментальные дан-

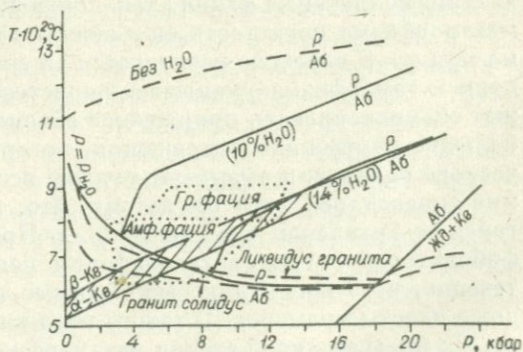


Рис. 9. Обобщенный график $P-T$ условий механического и термодинамического плавления алюмосиликатных пород.

ные М. Шимады (Shimada, 1969) по плавлению альбита при высоких давлениях в присутствии воды (10 и 14% соответственно) при $P_{об} > P_{H_2O}$ и без воды; 4) граница амфиболитовой и гранулитовой фации (Добрецов, Ревердатто и др., 1970).

Анализ кривых плавления гранита и альбита относительно положения амфиболитовой фации метаморфизма в координатах $P-T$ не дает объективной информации о течении процесса выплавления гранитоидного расплава, поскольку плавление гранита и альбита протекало при $P_{об} \neq P_{H_2O}$, что не соответствует природным условиям, где $P_{об} > P_{H_2O}$. Характер кривых плавления в природных условиях более соответствует таковому для альбита с 10 и 14% H_2O . Но высокое содержание H_2O в гранитном расплаве при $P_{об} = 3-10$ кбар и $625-800^\circ C$ мало вероятно, так как, по экспериментальным данным, для рассматриваемой области растворимость H_2O в гранитном расплаве должна быть ниже (Хитаров, 1959). Если конфигурация кривых плавления гранита и будет подобна таковому для альбита при 10 и 14% H_2O , то $T_{пл}$ гранита должны быть ниже как минимум на 50° .

В этом плане особое значение приобретает область $\alpha-\beta$ перехода, в которой кварцсодержащие алюмосиликатные породы будут вести себя как квазирасплавы. При нормальном метаморфизме, протекающем при одновременном росте температуры и давления в координатах $P-T$, система будет двигаться по вектору зоны $\alpha-\beta$ перехода (см. рис. 9), что дает основание для утверждения о том, что от начала и до конца амфиболитовой фации метаморфизма гнейсы могут находиться в состоянии механического плавления и обладать высокой подвижностью. Но несмотря на это, значительное течение гнейсов происходит лишь при высоких температурах и давлениях и не фиксируется в верхах амфиболитовой фации, так как в породах низкой степени метаморфизма пористость еще значительна и приращение объема при $\alpha-\beta$ переходе реализуется за счет пор. Повышение степени метаморфизма уменьшает пористость, которая уже не может скомпенсировать приращение объема, и в породе возникают большие внутренние напряжения, которые в условиях механического плавления вызывают течение всей породы. Это положение справедливо хотя бы потому, что, например, в шарыжалгайском архейском комплексе (с.-з. Прибайкалье) гнейсы амфиболитовой и гранулитовой фации испытывают значительное течение, в то время как бескварцевые породы (амфиболиты) и даже пласты мраморов (!) такого течения не обнаруживают.

На прогрессивной стадии метаморфизма в зоне $\alpha-\beta$ перехода и механического плавления гнейсов термодинамическое расплавление породы не произойдет по следующим причинам: 1) $\alpha-\beta$ переход не может сопровождаться термодинамическим плав-

лением породы, поскольку происходит с приращением объема, что *равносильно повышению общего давления в системе*; 2) повышение внутреннего давления в условиях всестороннего сжатия должно сопровождаться снижением содержания воды, что эквивалентно повышению температуры плавления породы; 3) $\alpha - \beta$ переход протекает с эндозффектом, величина которого определяется функцией

$$I_s = \Delta I^0_{f_{293}} + (I^0_T + I_{293}) + (I_{TP} - I^0_{TP-1}),$$

учитывающей изменение энтальпии фазового перехода с одновременным изменением температуры и давления. Рассчитанные по этому уравнению значения (Карпов, Киселев, Летников, 1972) для изобарических сечений вдоль зоны $\alpha - \beta$ перехода кварца до 15 кбар и 925°C во всех случаях фиксируют в интервале перехода в 50° эндотермический эффект от +0,100 до +0,140 ккал/моль, что в сочетании с возрастанием давления ($P_{об}$) и снижением количества воды еще более уменьшит вероятность термодинамического расплавления породы.

Следовательно, прогрессивный метаморфизм, сопровождаемый $\alpha - \beta$ переходом кварца, не может привести к выплавлению больших масс расплавов гранитоидного состава. Это положение подтверждает геологический материал, свидетельствующий, что в древних глыбовых и субплатформенных структурах метаморфизм и процессы палингенеза разделены значительным интервалом времени. Если метаморфизм знаменует собой прогрессивную стадию, то выплавление больших масс гранитоидов протекает на регрессивной стадии и после выплавления активная жизнь данного участка земной коры практически прекращается. Основные причины, обуславливавшие это явление, связаны с прекращением прогрессивного метаморфизма и общим поднятием данного участка земной коры, характеризующего орогенный этап развития древних консолидированных структур, с которым связан процесс регионального выплавления гранитоидов. На этом этапе начинается регрессивный ход процесса, характеризуемый $\beta - \alpha$ переходом кварца, который идет уже с экзозффектом, а уменьшение объема SiO_2 эквивалентно снижению общего давления ($P_{об}$) и увеличению содержания воды. Одновременное сочетание всех этих факторов весьма благоприятно для термодинамического плавления гнейса, находившегося в состоянии механического плавления.

Таким образом, используя экспериментальные и расчетные данные, появляется возможность объяснить особенности массового выплавления гранитоидных расплавов на регрессивных этапах эволюции древних метаморфических комплексов, соот-

ветствующих постороженной стадии их развития, и объяснить взаимоотношения различных по составу гранитоидов.

На основании геологических данных устанавливается, что выплавление значительных масс гранитоидных расплавов происходило в пределах гнейсовых куполов на постороженной стадии развития глыбовых областей. При длительном росте гнейсового купола и подъеме его в верхние горизонты литосферы общее давление в его центральной части уменьшается. Следствием этого должно явиться проявление многочисленных мелких очагов расплавления, отвечающих данному уровню снятия ΔP . При этом, по уравнению Клаузиуса—Клапейрона для плавления

$$\frac{dP}{dT} = - \frac{\Delta H}{T\Delta V},$$

снятие давления и приращение объема в результате расплавления тесно связаны. Поскольку приращение объема при плавлении ($+\Delta V$) для гранитоидов разного состава неодинаково, то и снятие давления ($-\Delta P$), «допускающее» это выплавление, будет для них различно. Из теоретических и экспериментальных данных следует, что в генетическом ряду гранитоидов наименьшие величины $+\Delta V$ присущи кислым разностям с минимальными содержаниями Кв, Кпш и кислого Пл. Следовательно, при развитии гнейсового купола или общего поднятия глыбовой области могут быть различные варианты расплавления в массе гнейсов.

Первый вариант. Гнейсовый купол развивается в монотонных породах амфиболитовой фации; температура и состав постоянны, большая часть купола сложена гнейсами; рост осуществляется вследствие гранитизации или поднятия, которое испытывает вся область, происходит медленное снятие давления ($-\Delta P$). Поскольку толща изофациальна и изохимична, то при постоянной температуре расплавление начинается там, где значение $-\Delta P$ будет максимальным. Такой областью является часть купола, где в результате стекания доли напряжений по крыльям структуры и усиливающейся эрозии ее верхней части снятие давления более вероятно. Следует заметить, что это обстоятельство должно способствовать повышению содержания воды в толще гнейсов. В таких условиях очаг расплавления возникнет в верхней части купола и по мере его поднятия плавление будет идти сверху вниз, т. е. навстречу направлению поднятия. При этом, согласно уравнению Клаузиуса—Клапейрона, при большом значении ΔP и незначительном ΔT характер расплавления будет определяться величиной ΔH плавления и приращением объема

($+\Delta V$). Если $\Delta T \rightarrow 0$, то эта зависимость должна стать еще более явной.

По условию толща изохимична и изоминеральна, поэтому $\Delta H \approx \text{const}$. Весь процесс расплавления лимитируется величиной $+\Delta V$. При этом выплавятся расплавы близкого состава, отвечающие по $T_{\text{пл}}$ данным $P-T$ условиям. Все избыточные против котектики компоненты будут отжиматься в направлении развития фронта плавления, т. е. вглубь. Так возникнет своеобразный «фронт базификации наоборот». Прогрессивное расплавление будет отжимать Mg, Ca, Ti, Fe в нижние части камеры, где в условиях больших P и T такие составы расплавов и Fe—Mg силикаты более устойчивы. Поэтому в придонной части магматической камеры должна накапливаться магма более основного состава, чем всей массы магматической камеры. За фронтом расплавления следует фронт кристаллизации, поэтому в тот момент, когда кристаллизация достигнет природной части магматической камеры, остаточный расплав под действием сил контракции будет испытывать большое давление со стороны окружающих гранитоидов и выдавливаться в верхние части массива по системе контракционных трещин. Таким путем формируются, вероятно, дайки второго этапа, выделенные В. С. Коптевым-Дворниковым, которые всегда более основные, чем гранитоиды данного массива.

Второй вариант. Температурное поле купола гетерогенно и достигает максимума в его центральной части в месте пересечения тектонических структур, по которым происходит миграция флюидов. Наибольшая степень гранитизации будет свойственна центральной части купола, где концентрация флюидов и их активность максимальны, что и определяет возникновение здесь очага расплавления. Этот очаг будет прогрессивно развиваться по направлению к периферии купола; его размеры в итоге определяются объемом гранитизированных пород, их теплофизическими свойствами, мощностью тепло- и флюидопотоков, интенсивностью снятия общего давления и возрастанием $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и т. д. При подобной трактовке механизма плавления поля развития мигматитов можно рассматривать как передовой фронт расплавления прогрессивно поднимающегося купола. Поднятие купола или глыбовой структуры в сочетании с воздействием глубинных растворов является постоянно действующим фактором, обуславливающим длительную сохранность гранитоидных расплавов от кристаллизации и предопределяющим их длительную эволюцию в этих условиях.

Если учесть время развития региональной гранитизации (образование гнейсов) и возникновение очага расплавления, то на фоне длительного процесса эволюции гранитизации разви-

тие локального очага расплавления можно рассматривать как тепловой взрыв. Теория очагового режима теплового взрыва рассмотрена в ряде классических работ и обобщена А. Г. Мержановым и Ф. И. Дубовицким (1966). Для случая развития очага в изохимической толще пород можно выделить внутреннюю и внешнюю области. Формирование его происходит синхронно с развитием процессов в окружающей его среде. Особенности образования очага расплавления в изохимической обстановке заключаются в том, что в самой начальной стадии температура очага и среды примерно одинаковы, но кинетические характеристики различны. На второй стадии, когда химические процессы затухают, прогрессивно развивается очаг разогрева. К сожалению, в настоящее время нет даже приближенной теории, описывающей это явление.

При любом плавлении необходимо выделять два этапа процесса. Первый состоит в развитии реакций в твердой фазе, которые идут с участием воды и летучих. Это весьма важный этап в формировании будущего расплава, поскольку здесь протекают процессы перераспределения вещества, возникновения сложных молекул и минералов и удаление из сферы взаимодействия избыточных против котектики будущего расплава компонентов. Второй этап непосредственного плавления характеризуется развитием реакций, протекающих в жидкой фазе. Взаимодействие жидкой и твердой фаз должно протекать в квазиравновесных условиях, иначе длительная эволюция очага будет невозможной.

Весь ход эволюции гранитоидного магматизма в древних глыбовых областях является следствием однонаправленного поднятия этих структур в условиях непрекращающегося воздействия глубинных трансмагматических растворов на данный участок земной коры. По мере поднятия происходит закономерное уменьшение P и T (с одновременным ростом P_{H_2O}), что и приводит к появлению все более и более кислых разновидностей на каждом из последующих этапов магматической деятельности. Роль гнейсового купола сводится к завоеванию пространства для будущего гранита, который выплавится впоследствии на заключительных этапах гранитизации.

Рассмотрим в качестве примера Зерендинский массив (Кокчетавская глыба), который возник при расплавлении гнейсового купола (рис. 10).

По данным геологических исследований, гнейсы, которые слагали купол, имели в среднем гранодиоритовый состав (Розен, Серых, 1969), что и фиксируется гранодиоритовой каймой массива, имеющей наряду с резкими довольно постепенные переходы через гранитогнейсы к гнейсам. Это дает основание для утверждения о том, что весь Зерендинский купол был

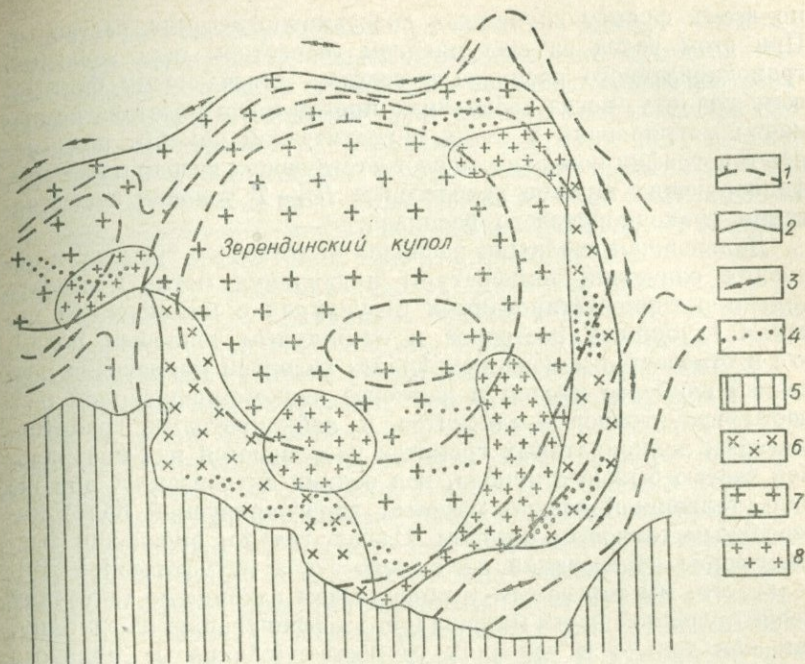


Рис. 10. Стрoение Зерендинского купола (по О. М. Розену).

1 — элементы залегания вмещающих пород; 2 — граница Зерендинского массива; 3 — направление осей складок; 4 — ориентировка ксенолитов и порфировых вкрапленников; 5 — рыхлые отложения мезозоя; 6 — гранодиориты; 7 — биотитовые граниты; 8 — аляскинты.

гранодиоритовым и местами диоритовым. Кокчетавская глыба испытывала поднятие, поэтому с течением времени температура и давление постепенно снижались. Это сопровождалось эволюцией гранодиоритового расплава в сторону его раскисления до биотитовых гранитов, что выразилось в широком развитии преобладающих биотитовых гранитов и адамеллитов. Следует отметить, что не весь массив подвергся такому преобразованию, а только та его часть, которая пребывала в жидком состоянии. Кольцевая зона осталась неизменной, так как здесь процессы кристаллизации завершились, они представляли собой как бы своеобразную «зону закала», термостатирующую остальную часть массива. Не исключено, что расплав содержал какую-то часть твердой фазы, которая меняла свой состав вместе с расплавом. Более вероятной представляется эволюция термостатированной части гранодиоритового расплава на фоне уменьшения давления и температуры и продолжающегося воздействия

по всему фронту глубинных сквозьмагматических растворов. При этом вслед за отступлением геоизотерм шла эволюция гранодиоритового расплава к составу, отвечающему биотитовому граниту, когда избыточные против нового состава компоненты мигрировали в глубь магматической камеры, подчиняясь топографии поверхности соответствующих изобар и изотерм, фиксирующих нижние равновесные $P - T$ условия существования гранодиоритового расплава.

Дальнейшая эволюция расплава биотитового гранита в условиях снижения температуры и давления могла протекать только в термостатированных структурах с интенсивным потоком глубинных растворов и стабильным тепловым полем, что и отмечается изменением фронта развития магматизма последней наиболее кислой и наименее низкотемпературной разновидности гранитоидов — аляскитов и лейкократовых гранитов. Массивы лейкократовых гранитов размещаются над центральной частью бывшего купола, над зонами активизации, или же над утолщенной частью массива, характеризуемой более интенсивным тепловым потоком. Следовательно, определяя магматические образования последнего этапа магматической деятельности, мы тем самым устанавливаем глубинную тектонику подинтрузивной части массива и его конфигурацию на глубину, так как только в условиях термостатирования и привноса щелочей, H_2O и летучих возможны низкотемпературные магматические расплавы. Поэтому самые молодые гранитоиды наиболее обогащены щелочами (особенно K), а вокруг них наблюдается интенсивное метасоматическое воздействие на вмещающие породы.

По данным исследований можно выделить определенный тип массивов в условиях амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма, эволюционирующих по линии диорит + гранодиорит до лейкократовых гранит + аляскит в условиях понижения T и P , нарастания P_{H_2O} и активности K и Na . Такие массивы сопутствуют древним глыбовым областям, испытывающим поднятие в условиях спокойной тектонической обстановки. Доказательством служит обязательная оторочка более древних гранодиорит-диоритовых пород во всех массивах гранитоидов Кокчетавской глыбы, даже самых лейкократовых. Оторочки, имевшие, как правило, более древний возраст, являются своеобразными зонами закалки, не претерпевшими дальнейшей эволюции в сторону серии гранит — аляскит по мере снижения температуры и давления.

Изложенные материалы позволяют сделать весьма важный вывод: *наиболее благоприятным фактором для развития процессов плавления силикатного субстрата в условиях земной коры*

является квазиизотермическое уменьшение общего давления. Очевидно, снятие части общего давления может осуществляться в региональном плане и приводить к развитию процессов плавления на больших площадях. Этот процесс определяется следующими причинами: 1) поднятием жесткого тектонически монолитного и стабильного участка земной коры. Наиболее полно этому требованию удовлетворяют консолидированные глыбовые структуры, щиты, срединные массивы; 2) воздыманием участка земной коры под действием процессов гранитизации, т. е. рост гнейсовых куполов. Давление снимается в результате частичного диапиризма купола в верхние части разреза, где общее давление меньше, а также частичного «стекания» напряжения нагрузки по крыльям воздымавшегося купола. Немаловажное значение имеет усиление денудационных процессов в связи с образованием поднятия, происходит сноса вещества с надкупольной части, что также снижает давление нагрузки и уменьшает давление в куполе; 3) любыми тангенциальными разнонаправленными напряжениями, которые приводят к растяжению и снятию части давления в участке земной коры, заключенному между ними и могут вызвать формирование области широкого развития процессов гранитизации и последующего расплавления. В гнейсовых толщах этот процесс может появляться и без повторной гранитизации; 4) участками пересечения тектонических зон, когда в месте пересечения происходит снятие части давления; отсюда часто начинают расти гнейсовые купола и здесь возникают очаги расплавления.

В тектоническом аспекте процесс прерывно-непрерывного развития гранитоидного магматизма в условиях жестких глыбовых областей можно представить связанным с процессами пульсирующих тектонических напряжений, когда возрастание тектонических напряжений может остановить процесс гранитизации или расплавления и обусловить консервацию расплава, а новый этап снятия части давления будет знаменаться новой вспышкой гранитоидного магматизма.

ГЛАВА III

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ С ГОРНЫМИ ПОРОДАМИ

Взаимодействие гранитного расплава с вмещающими породами определяется усвоением расплава твердого вещества, термальным воздействием на вмещающие породы и наличием

потока сквозьмагматических растворов магматической стадии (Жоржинский, 1952; Жариков, 1960, 1969). Решающее значение, по схеме В. А. Жарикова (1960), имеет соотношение инфильтрационных и диффузионных процессов переноса вещества в зоне взаимодействия. Контактново-реакционные эндоконтактовые фации гранитоидных интрузий при взаимодействии их с кислыми породами всегда представлены гранитами; в случае основных пород при инфильтрационном магматическом замещении — граниты; при инфильтрационном замещении с отраженной щелочностью — щелочные граниты, граносиениты; при диффузионном магматическом замещении — гранодиориты, диориты; при взаимодействии с карбонатными породами; инфильтрационное магматическое замещение — граниты; инфильтрационное замещение с отраженной щелочностью — щелочные граниты, сиениты, монзониты; диффузионное магматическое замещение — гранодиориты, диориты, габбро (Жариков, 1969).

По представлениям, развиваемым Н. А. Тороповым и И. В. Румянцевым (1965), растворение твердых частиц в расплаве, вернее, зависимость продолжительности их растворения от температуры с учетом их диаметра, может быть описано формулой

$$\tau = \frac{d}{A} e^{\frac{E}{RT}},$$

где A — предэкспоненциальный множитель; E — энергия активации растворения; R — газовая постоянная; d — диаметр частиц.

Процессы растворения твердых частиц в расплаве (и в жидкостях вообще) можно разделить на две группы:

1) процессы, при которых определяющее значение принадлежит скоростям диффузии; к ним применима диффузионная теория Нернста. При диффузионном течении процесса ассимиляции скорость диффузии элементов в расплав будет равна $-D \frac{dc}{dx}$, где D — коэффициент диффузии, c — концентрация элемента на расстояниях от контакта. Коэффициент диффузии взят со знаком минус, так как концентрация уменьшается в направлении диффузионного потока от контакта. Одновременно будет происходить противодиффузия элементов, избыточных против котектики, скорость диффузии которых равна $D_1 \frac{dc}{dx}$, но в данном случае это соотношение с плюсом.

Если $D \frac{dc}{dx} > D_1 \frac{dc}{dx}$, то произойдет накопление данного элемента в зоне эндоконтакта развития гибридных минералов и

пород; при обратном соотношении состав первичного расплава изменится в сторону образования минералов, обогащенных избыточными против котектики соединениями;

2) процессы, которые определяются скоростями молекулярно-дисперсионных явлений. В одной и той же системе при $T \approx T_{пл}$, когда вязкость расплава достаточно высока, расплавление имеет диффузионный характер, а при переходе в жидкое состояние — молекулярно-дисперсионный. В последнем случае растворение идет путем отторжения в расплав мелких кристаллов или блоков зерен, т. е. путем диспергирования. Опыт и теория приходят в соответствие, если величина этих блоков или кристаллов ≈ 1 мк (Торопов, Румянцев, 1965).

Исходя из этих представлений, предварительно можно считать, что на ранней стадии расплавов, когда вязкость их сравнительно мала, преобладает молекулярно-дисперсионный механизм процесса, а после его полимеризации — диффузионный. Если в ходе кристаллизации произойдет уменьшение вязкости расплава, то это должно привести к смене механизма его взаимодействия с горными породами. При диффузионном механизме, осложненном химическим взаимодействием, все построения следует вести на базе частных реакций структурных единиц расплава с отдельными ионами или молекулами, попадающими в расплав.

Вместе с тем необходимо учитывать, что если в приконтактной зоне P_{H_2O} достаточно высоко, чтобы при данных $P-T$ условиях предотвратить дегидратацию слюд или амфиболов (или других гидратсодержащих фаз), то они будут переходить в гибридную магму, минуя стадию плавления. При этом может случиться, что безводные фазы могут оказаться неустойчивыми и заместятся гидратными минералами.

Снижение активности SiO_2 приводит к деполимеризации расплава и вытеснению силикатов окислами, образование которых будет лимитироваться не только их сродством к кислороду, но и его парциальным давлением. На диаграмме $\Delta Z - T$ (рис. 11) нанесе-

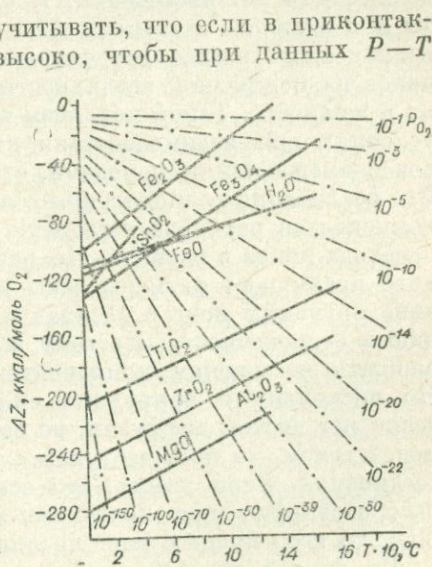


Рис. 11. Зависимость ΔZ образования окислов от P_{O_2} .

ны значения $RT \cdot \ln P_{O_2}$, при различных величинах P_{O_2} (Крестовников и др., 1963; наши данные), а также окислы, которые фиксируются в эндоконтактных гибридных гранитоидах или контактовых породах. Из диаграммы следует, что в интервале $600-1000^\circ C$ периклаз, корунд, бадделейт и рутил могут образоваться при чрезвычайно низком P_{O_2} ($10^{-30}-10^{-70}$), а для FeO значение P_{O_2} $10^{-22}-10^{-14}$, магнетита $10^{-20}-10^{-14}$, а гематита $10^{-14}-10^{-1}$, т. е. при одних и тех же температурах в зависимости от P_{O_2} будут появляться различные окислы, среди которых, с одной стороны, размещается периклаз, а с другой — магнетит и гематит. Характерно положение воды, которая может возникнуть в данных условиях лишь одновременно с FeO и до $\sim 500^\circ$ раньше магнетита, а выше 500° — позже него. Судя по этой диаграмме, касситерит может появиться лишь на конечных стадиях процесса при температурах ниже 400° и повышении P_{O_2} .

Л. И. Крупман (1968) рассматривает две схемы изотермического растворения твердой фазы, $T_{пл}$ которой выше $T_{пл}$ расплава. По одной схеме ионы твердой фазы состава C_1 переходят в расплав состава C_2 , так как химический потенциал компонента A в расплаве ниже, чем в твердой фазе. Этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока концентрация ионов A в расплаве не достигнет насыщения, т. е. химические потенциалы фазы A в расплаве и твердой фазе в условиях равновесия будут одинаковы. Процесс осуществляется за счет разрыва связей ионов на межфазной поверхности в твердой фазе и диффузией их в жидкость. Такой механизм вполне возможен в природных условиях при взаимодействии кислых гранитоидных расплавов с вмещающими породами, отличными от него по составу. Его реализация возможна при условии, если скорость миграции компонентов расплава в твердую фазу будет меньше скорости перехода ионов в расплав. Но размеры магматических тел намного превышают размеры зоны взаимодействия, по этой причине миграцию иона в расплав можно представить как миграцию в бесконечность. Поэтому в приконтактной зоне трудно ожидать насыщения компонентом, поступающим в расплав. Но поскольку в природных силикатных расплавах практически нет чистой диффузии, не осложненной химическим взаимодействием, то ион, поступая в расплав, образует различные соединения. Если учесть, что основным компонентом, с которым реагируют при контактовых процессах ионы, является SiO_2 , то весь процесс идет по линии образования силикатов.

По другой схеме растворение происходит путем диффузии компонента в поверхностные слои твердой фазы, что снижает $T_{пл}$ твердого раствора AB до $T_{пл}$ раствора, происходит частичное

плавление поверхностных слоев. Геологические данные свидетельствуют, что это распространенный тип взаимодействия, когда H_2O , K , Na , Si проникают в окружающие расплавы породы, взаимодействуют с ним, что определяет появление минеральных фаз с $T_{пл}$, соответствующим $T_{пл}$ расплава. Иными словами, такой схеме отвечает процесс гранитизации вмещающих пород, промежуточной стадией которого является мигматизация на границе расплава уже гранитизированной части приконтактной зоны. В этом плане процесс гранитизации необходимо рассматривать как подготовительный для последующего более легкого усвоения гранитизированного субстрата расплавом. Это явление хорошо иллюстрирует процесс ассимиляции пегматитовым расплавом диоритов в западной части Бирхинского купола (с.-в. Прибайкалье). Здесь в мощном пегматитовом теле отмечаются ксенолиты диоритов размером до $5 \times 4 \times 6$ м (обычно меньше), на которых можно проследить следующие этапы их ассимиляции: 1) начало гранитизации диорита, развитие порфиробластов $Kш$, слабое замещение Би \rightarrow Амф, незначительная альбитизация Пл; 2) наряду с порфиробластезом массовая калишпатизация породы, начало гетерогенного окварцевания, полная биотитизация амфибола, замещение $Kш \rightarrow$ Пл, на контакте ксенолита с пегматитом начинают расти крупные кристаллы амфибола (до 10 см в длину); 3) полная калишпатизация и окварцевание ксенолита, тень которого фиксируется только по скоплению Би и Маг, окаймленная кристаллами амфибола, который начинает замещаться Би; 4) укрупнение кристаллов $Kш$ и $Kв$, растворение мелких и рост крупных кристаллов Би, полное замещение биотитом амфибола; 5) обособление Би в виде гигантских мегакристаллов до 10—15 м в ширину и до 3 м в толщину (ложные жилы), на месте ксенолита образуется обычный пегматит с несколько увеличенным количеством магнетита, апатита и турмалина.

Судя по анализам (табл. 3) породы и минералов процесс шел в условиях повышения потенциала K и Si при выносе за пределы ксенолита Mg , Fe , Na , что привело к сопряженному росту амфибола на его периферии. Используя диаграмму Л. Л. Перчука и данные анализов (см. табл. 3), сосуществующих Би и Амф, температура этого процесса оценивается в 700° при сравнении Би из ксенолита и в 600° , если брать Би из пегматита. Рассмотренный случай наиболее контрастный, когда богатый сверхстехиометрическими соединениями пегматитовый расплав взаимодействовал с диоритом. Как правило, чем кислее и богаче щелочами расплав, тем полнее процесс гранитизации и последующего растворения ксенолитов. Если процесс не доходит до конца, то между исходной породой и рас-

Анализы диоритов и минералов из Бирхинского массива

Элемент	110-фл	107-А	108-П	107-В	108-Б
SiO ₂	51,45	42,44	65,19	35,30	37,84
TiO ₂	0,21	1,05	Нет	1,39	1,30
Al ₂ O ₃	17,91	10,60	19,08	15,65	15,86
Fe ₂ O ₃	2,42	4,17	0,20	18,28	23,29
FeO	8,55	16,81	Нет	8,98	0,87
MgO	0,06	1,67	»	1,81	1,51
MnO	4,43	8,11	»	5,73	7,88
CaO	8,69	10,58	»	Нет	1,17
Na ₂ O	3,41	1,44	2,23	0,50	0,40
K ₂ O	1,50	1,17	13,62	8,89	7,31
H ₂ O ⁻	Нет	Нет	Нет	0,80	1,52
H ₂ O ⁺	0,46	2,06	»	3,48	1,38
P ₂ O ₅	0,11	Нет	»	0,001	Нет
F	—	0,17	—	0,25	0,35
Σ	99,20	100,20	100,32	100,16	98,71

Примечание. 110-фл — диорит; 107-А — амфибол на контакте с пегматитом; 108-П — полевой шпат из пегматита; 107-В — биотит из ксенолита; 108-Б — биотит из пегматита. Анализы выполнены Н. А. Таскиной.

плавом образуются промежуточные разности. Так, Э. Г. Поспеловым (1970) в Енисейском плагиигранитном плутоне описана гранитизация Би—По—Пл роговиков с превращением их в Би—Ро диориты. В Боровском массиве (Кокчетавская глыба) прослеживаются все этапы растворения Би—Рл—Ро_г и Би—Пл роговиков в расплаве Би гранитов, вплоть до их полного исчезновения. Следствием такого процесса является обогащение гранитов Би и иногда амфиболом. Наличие того или иного темноцветного гидратного минерала при ассимиляционных процессах будет определяться P_{H_2O} в расплаве.

Следует отметить, что поскольку горная порода является гетерогенной системой, состоящей из нескольких минералов разного состава, то в ходе взаимодействия расплава с породами одновременно реализуются оба рассмотренных выше механизма. Если осуществляется второй тип взаимодействия, то при наличии известняка или доломита в расплав будут попадать отдельные блоки CaO и MgO (с учетом того, что CaCO₃

и $MgCO_3$ к этому времени полностью диссоциировали). На первом этапе попадающие в расплав частицы будут нарушать квазикристаллическую структуру и занимать определенное положение в его трехмерном каркасе. Судя по экспериментальным данным (Срывалин, Есин, Кордачев, 1966), энергия смешения некоторых силикатных расплавов с окислами металлов достигает значительных величин и, в частности, при смешении расплава SiO_2 с CaO величина энергии колеблется в пределах 27 ккал/моль, с MgO — 27 и FeO — 10 ккал/моль. Обращает на себя внимание очень большая величина энергии, выделяющейся при этом, т. е. процесс носит отчетливый экзотермический характер. На втором этапе начнется химическое взаимодействие частиц с минералами расплава: $2 KAlSi_3O_8 + CaO = CaAl_2Si_2O_8 + 4SiO_2 + K_2O$. При 700° и 1 кбар (значения $\Delta Z_{T,P}$ из работы Карпова и др., 1972) $\Delta Z_P = (-1014 + (-868,8)) + (-99,2) - (2 \times 953,8 + (-155,8)) = -1982 - (-2063,0) = +81$ ккал/моль. Для той же реакции при 800° и 1 кбар $\Delta Z_P = +82,2$ ккал/моль, а при 800° и 3 кбар $\Delta Z_P = +79$ ккал/моль. По приведенным расчетам можно судить, что прямая реакция вытеснения калия кальцием из Ksp и образование анортита мало вероятно, или она может идти на фоне повышения температуры в системе за счет выделения энергии смешения $CaO-SiO_2$. Аналогичная реакция для альбита также эндотермична (ΔZ реакции в тех же параметрах от +76 до +70 ккал/моль). Таким образом, процесс повышения основности гранитоидов при ассимиляции карбонатных пород будет обуславливаться в первую очередь взаимодействием между расплавом и CaO , его частичной деполимеризацией и образованием новых фаз на базе менее полимеризованных форм.

По иному должен проявляться процесс взаимодействия кислого расплава с породами, по содержанию Si , Al , Ca , Mg , Fe приближающимися к составу гранитоидного расплава, т. е. существенно кислых пород с минимальными содержаниями Ca , Mg и Fe . К ним можно отнести гнейсы, кварц-слюдяные сланцы, полимиктовые песчаники «кислого» состава и т. д. Переход в расплав SiO_2 не нарушает структуры и квазистатического состояния расплава, в основном это относится и к Al_2O_3 . В присутствии щелочей они пойдут на постройку новообразований полевого шпата, а избыточный против «эвтектики» кварц может или частично оставаться в породе, или мигрировать во вмещающие породы. В этом случае новые минералы в расплаве не образуются, а увеличивается лишь количество кварца или щелочного полевого шпата.

Если в гранитный расплав из вмещающих пород поступают Ca и Mg и они вытесняют K и Na из силикатных минералов,

то это повышает активность щелочей в приконтактной зоне (фронт отраженной щелочности по Д. С. Коржинскому) и миграцию их во вмещающие силикатные породы. Одновременно со щелочами Са и Mg будут вытеснять Fe и Mn. Такой процесс происходит при взаимодействии кислых расплавов с карбонатными породами. Это подтверждается экспериментами: при введении Са в основной шлак он вытесняет из монтичеллита и других сиботаксических силикатных группировок Fe и Mn, которые образуют окисное соединение (Fe, Mn)O. Следовательно процесс формирования магнетит-гематитовых руд в приконтактных частях гранитных массивов с карбонатными породами состоит в том, что в расплав поступают катионы Са и Mg, у которых ΔZ соответствующих силикатов выше, чем у К, Na, Fe, Mn. В итоге эти катионы вытесняются из силикатных минералов и они переходят в подвижное состояние. Поэтому в продуктах реакционного взаимодействия накапливаются окисные и закисные соединения Fe и Mn, а щелочи принимают активное участие в метасоматическом преобразовании пород.

Степень и характер взаимодействия силикатных расплавов с горными породами определяются многими факторами, влияние которых не всегда однозначно на разных уровнях эволюции расплава. Логично полагать, что чем ближе расплав к температуре солидуса, тем больше его степень полимеризации (упорядочивания) и тем ниже его активность. Наоборот, по мере повышения температуры и удаления от температуры солидуса расплава в нем сохранится лишь ближний порядок, а дальний нарушится тепловым движением. Это повысит активность в расплаве ионов-модификаторов и растворяющую способность расплава вообще. Таким образом, расплав одного и того же состава, но при различных температурах, будет обладать неодинаковой агрессивностью по отношению к окружающим породам.

Некоторые из рассмотренных выше положений подтверждены автором с В. Я. Медведевым экспериментально в бомбах высокого давления с внутренним нагревателем конструкции И. А. Островского. Эксперименты заключались в том, что в специальных ампулах в соприкосновение с гранитным расплавом приводились различные породы, в том числе и карбонаты Са и Mg, при $T=900-1200^\circ$ и $P=900-4000$ атм CO_2 и N_2 или $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$ и $\text{N}_2+\text{H}_2\text{O}$.

При взаимодействии с кальцитом и с содержанием Mg в системе $\sim 1\%$ образуется вся гамма скарных минералов (за исключением граната) со следующей зональностью: кальцит—ларнит—волластонит—диоксид—геленит и вне зональности минералы группы гаюина—нозеана, магнетит, мервинит, анор-

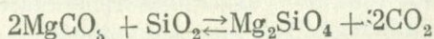
тит, гиперстен. При увеличении содержание Mg в карбонате образуются форстерит, монтичеллит и Mg-шпинель. Карбонат в ходе эксперимента претерпевает рекристаллизацию и представлен сплошной полнокристаллической массой. Характерно развитие в приконтактной части со стороны карбоната мелких выделений магнетита, образующего иногда рудную сыпь.

В случае, когда давление задается $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$ атм, температура расплавления гранита и реакционного минералообразования понижается на $250-300^\circ$ без изменения фазового состава продуктов взаимодействия. Но при добавлении H_2O интенсивность процесса минералообразования значительно возрастает.

На стадии взаимодействия расплава с карбонатом существует взаимная миграция компонентов; все компоненты расплава мигрируют в карбонатную часть модели, а в расплав поступают Ca и Mg. Характерно накопление Fe в приконтактной зоне и его малая миграционная способность, что соответствует его поведению в природных условиях, которое приводит к формированию магнетитовых залежей в скарнах. Ряд подвижности при миграции компонентов из расплава в кальцит выглядит следующим образом: $\text{Mg} > \text{Na} > \text{K} > \text{Rb} > \text{Si} > \text{Al} > \text{Fe}$. Обращает на себя внимание высокая миграционная способность Mg в кальците и хорошая корреляция K и Rb по всей зоне. Весьма интересно, что при $P_{\text{CO}_2} = 2000$ атм был отмечен молекулярно-дисперсионный характер отторжения микроблоков карбоната в расплав с последующим проникновением расплава по спайности и полным растворением карбоната уже на некотором отдалении от контакта.

При взаимодействии расплава гранита с близкими к нему по составу алюмосиликатными породами и кварцитами процесс идет практически без появления новых минеральных фаз.

Наибольший интерес с точки зрения кинетики и динамики протекания процесса представляет влияние состава газовой компоненты на интенсивность реакционного взаимодействия в системе расплав гранита — карбонат. Если давление задается N_2 или $\text{N}_2 + \text{H}_2\text{O}$, то наблюдается частичная диссоциация карбонатов и реакция вида



сдвигается вправо, что сопровождается интенсивным взаимодействием и широким развитием реакционных фаз. Если давление задано CO_2 или $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$, то реакция сдвигается влево, и при давлении $\text{CO}_2 > 3000$ атм реакционные взаимоотношения в системе крайне незначительны. Эти выводы свидетельствуют,

что в природных условиях при взаимодействии гранитоидных расплавов с карбонатными породами, при прочих равных условиях, большое значение на его характер будет оказывать состав газовой фазы, вернее, парциальное давление CO_2 в общей газовой смеси, когда на одном гипсометрическом уровне локальное понижение P_{CO_2} может обусловить интенсивность процесса и формирование серий реакционных пород.

Обращает на себя внимание высокая реакционная способность карбонатов Ca и Mg при их взаимодействии с гранитоидным расплавом. Если вместо карбонатов использовались окислы Ca и Mg, то интенсивность и характер процесса существенно менялись, что указывает на каталитическую роль MgO и CaO, образовавшихся в ходе диссоциации соответствующих карбонатов. Это дает основание для предположения о том, что реакционная способность MgO, полученная различными путями, неодинакова. В результате диссоциации MgCO_3 образуется MgO, несущий следы связей, разорванных в результате диссоциации MgCO_3 , т. е. энергия активации реакций, идущих с его участием, ниже, чем у химически чистого MgO, что и обуславливает их различную реакционную способность. Результаты эксперимента хорошо объясняют характер взаимодействия кислых расплавов с карбонатными породами в природных условиях, когда на их контакте возникают пироксен-гранатовые скарны, отвечающие по своим термодинамическим параметрам ультраосновным породам, формирующимся при более высоких T и P . Подобное явление возможно при низкой энергии активации соответствующих реакций с участием Ca и Mg за счет диссоциации их карбонатов, что снижает температуры образования соответствующих силикатов.

В процессе взаимодействия гранитного расплава с карбонатами Ca и Mg мигрируют в расплав, что вызывает микроликвацию и расслоение силикатной жидкости, когда отдельные ее части отличаются не только по составу, но и по температуре плавления. Так, после прекращения эксперимента и медленном остывании расплава сначала кристаллизуется та его часть, которая обогащена Ca и Mg, а затем более кислая. При этом между ними образуются четкие контакты, и иногда более кислый расплав по тонким усадочным трещинам внедряется в ранее раскристаллизованную часть системы.

Весьма интересное явление было отмечено, когда эксперимент шел при $P_{\text{CO}_2} = 2000 - 2500$ атм. На границе расплава гранита и кальцита образовалась зона, обогащенная пузырьками, выполненными CO_2 , т. е. зона реакционного взаимодействия, из которой из-за высокого P_{CO_2} газ не удалялся. Если подобный механизм осуществляется в природе, то повышение на кон-

также P_{CO_2} может затормозить сквозьмагматический поток из магмы в окружающую среду, т. е. произойдет «запираание» флюидопотока углекислотой. В расплаве у приконтактовой части могут накапливаться флюиды, которые будут удерживаться здесь до снижения P_{CO_2} до какого-то оптимального значения. Не исключено, что это явление играет большую роль в формировании в приконтактовых зонах высококонцентрированных рудоносных гидротермальных систем.

Изучая интрузивные образования на Кокчетавской глыбе, все многообразие фактов можно свести к следующему: а) для магм ультраосновного и основного состава ассимиляционные явления не характерны; слабо проявлены они у магм среднего состава и наиболее широко и интенсивно развиты при взаимодействии кислых расплавов со средой; б) гибридность наиболее сильно проявляется при воздействии кислого расплава на породы, бедные кремнеземом и обогащенные кальцием, магнием и железом; в) наиболее длительно кислый расплав взаимодействует с вмещающими породами, близкими к нему по содержанию кремнезема. В этом случае ассимиляция проявлена довольно широко, но гибридность почти не отмечается.

Существует общепринятое мнение, что процесс ассимиляции заключается в прогрессивном проплавлении пород кровли магмой. Можно полагать, что температура расплава и его энергоемкость — решающие факторы, определяющие это явление. В таком случае мы вступаем в противоречие с наблюдаемыми в природе фактами. Общеизвестно, что ультраосновные и основные магмы отличаются значительно более высокими температурами плавления и большей энергоемкостью по сравнению с кислыми (при 1000°C ультраосновной расплав $7,4$ ккал/см³, основной $6,7$ и кислый $5,84$ ккал/см³ (Летников, 1966а)), но именно только кислые магмы характеризуются склонностью к ассимиляции.

Следовательно, решающее значение при ассимиляции имеют не температура и энергоемкость магмы, а содержание в ней свободной кремнекислоты, воды и щелочей, так как магмы с максимальным содержанием этих компонентов наиболее активно усваивают и перерабатывают вмещающие породы. Как известно, основным анионом, на базе которого строится силикатный расплав, является анион SiO_4^{-4} . По мере накопления катионов-модификаторов в расплаве он эволюционирует до $\text{AlSi}_3\text{O}_8^{-1}$. Опытные данные показывают, что увеличение в силикатных расплавах содержания катионов-модификаторов повышает растворимость в нем других катионов. Так, например, в системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ повышение содержания Ca и Na вызывает снижение растворимости в расплаве Mg (Швид-

ков, 1969). Авторы объясняют это тем, что если в расплаве окисел диссоциирует по уравнению $MeO \rightleftharpoons Me^{2+} + O^{2-}$, то по закону действия масс введение в расплав окисла другого металла, диссоциирующего по такой же схеме и отщепляющего ионы кислорода, уменьшает растворимость первого окисла. Введение в расплав SiO_2 , образующего в нем ионы SiO_4^{4-} и связывающего ионы кислорода, должно способствовать растворимости окислов металлов в расплаве (Швидков, 1969). Опытные данные указывают на ведущую роль свободного SiO_2 при процессах взаимодействия гранитоидных расплавов с горными породами. Таким образом, можно полагать, что ассимиляция идет до тех пор, пока в расплаве будет находиться свободная кремнекислота, при ее реализации процесс силикатообразования невозможен.

В качестве примера можно привести данные, полученные нами при изучении характера взаимодействия гранитов Зерендинского массива по северному контакту с вмещающими протерозойскими породами. Здесь средне- и крупнозернистые биотитовые граниты контактируют с протерозойскими кварцитами, кварц-сланцевыми сланцами и гнейсами, среди которых отмечаются линзы амфиболитов. На этом участке произошло магматическое замещение вмещающих пород, которое носит избирательный характер. Наиболее интенсивно ассимиляционные процессы шли в породах алюмосиликатного состава и кварцитах и слабо на контакте с амфиболитами. В отдельных случаях линзы амфиболитов остались в виде ксенолитов в гранитах с наличием на контакте этих линз и гранитов целой гаммы гибридизированных разновидностей. В участках, где граниты интродуцируют кварциты и сланцы, резко возрастает количество кварца, и порода кажется окварцованной.

Обогащение гранитов кварцем подтверждается и данными силикатных анализов, которые были отобраны по линии контакт—гранит до 300 м (табл. 4). Из таблицы видно, что по мере удаления от контакта количество кремнезема в гранитах уменьшается. Изучение шлифов дает основание утверждать, что граниты, взятые на контакте со сланцем, отличаются от таковых в центре массива только содержанием магматического кварца. Приведенный пример свидетельствует, что ассимиляция близких по составу пород гранитной магмой не ведет к изменению свойств расплава, что предопределяет длительность и широту развития ассимиляционных явлений в алюмосиликатной среде. В условиях Кокчетавской глыбы, сложенной в основном алюмосиликатными породами, это привело к формированию огромных по размеру массивов гранитоидов, в которых практически не отмечается гибридных пород.

Данные по содержанию SiO₂ в породах

Интервал отбора проб, м	Содержание SiO ₂	Интервал отбора проб, м	Содержание SiO ₂
Кварц-сланцевой сланец		Гранит	
0	86,28	25	72,04
25	85,32	30	73,24
Гранит			
2	77,45	45	73,04
25	76,90	50	72,04
20	75,13	50	71,91

Примечание. Анализы выполнены Г. А. Шабалковой, КазИМС

Рассмотрим некоторые типы взаимодействия гранитоидов Кокчетавской глыбы разного состава на различных $P-T$ уровнях земной коры.

Боровской гранитный массив сложен биотитовыми, Би—Рог гранитами и аляскитами, с отчетливым кольцевым строением, унаследованным от гнейсового купола. Имеет интрузивные контакты с породами фации зеленых сланцев (Кв—Хл — Сер сланцы, хлоритизированные туфопесчаники и т. д.), которые на контакте интенсивно ороговикованы при ширине ореолов роговиков до 0,5 км. На рис. 12 изображен субмеридиональный разрез Боровского массива с фиксацией приконтактных изменений. Судя по двуполюшпатовому геотермометру, гранитоиды в северной части массива кристаллизовались при 670—650°, а в южной — 630—610°, что нашло свое выражение и в степени контактового преобразования вмещающих сланцев (см. рис. 12). На севере зональность роговиков следующая: Пир — Кшш (\pm Рог) → Би — Рог (\pm Пир) → Кор — Кшш (\pm Би) → Эп — Акт (\pm Мус); на южном контакте установлены только Эп — Акт — Мус роговики, когда у контакта возрастает количество Акт и появляется тремолит, т. е. на северном контакте сланцы испытали метаморфизм более высокой степени, вплоть до широксен-роговиковой фации, а на юге лишь мусковит-роговиковой (Ревердатто, 1970). Несмотря на это, в обоих случаях биотитовые граниты в позднемагматическую стадию на контакте претерпели мощную сиенитизацию и теперь представлены граносиенитами, причем на северном контакте мощность их значительно больше, чем на юге. Аналити-

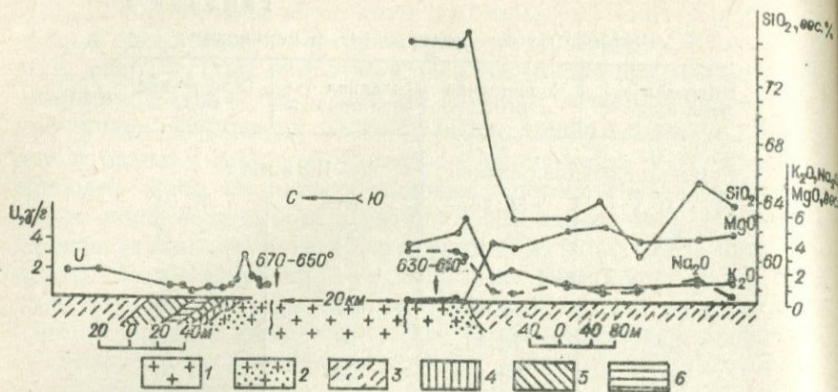


Рис. 12. Приконтактные изменения Боровского гранитного массива. 1 — биотитовые граниты; 2 — граносиениты; 3 — Кв—Эп—Акт—Мус роговики; 4 — Пир—Кпш±(Рог) — роговики; 5 — Би—Рог±(Пир) — роговики; 6 — Корд—Кпш±±(Би) — роговики.

ческие данные показывают, что процесс сиенитизации сопровождался отчетливым привнесом урана, а процессы ороговивания приводили к незначительному выносу его из породы (см. рис. 12). Формирование Кв — Эп — Акт — Мус роговиков на юге массива протекало в почти изохимических условиях, но уже в 40 м от контакта довольно отчетливо фиксируется привнос SiO_2 и K_2O из магматической камеры и проблематичный вынос из этой зоны Na и Mg . Следовательно, в непосредственной близости от контакта устанавливается поступление из магмы сверхстехиометрических K и Si , которые в магме накапливались непосредственно у контакта, где образовывались граносиениты. Весьма характерно, что повышение потенциала K и Si привело к вытеснению Би и Амф из приконтактных зон и почти полному выносу Mg .

Баянский массив лейкократовых биотитовых гранитов (Кв=35—40 %, Мкр=30 %, Пл (№ 10—15)=25 %, Гр=5—10 %, Би=5 %) интрузирует в Кв — Гр—Би—сланцы. При взаимодействии и переходе сланца в расплав биотит исчезает, остается лишь гранат, количество которого достигает 10 % и снижается по мере удаления от контакта, вплоть до полного исчезновения. На контакте зона мигматитов 1—1,5 м, в которой возрастает количество Би (до 20 %) и Пл, что фиксируется с увеличением содержания K и Na (рис. 13). Интересно, что Rb и Cs не коррелируются с K , особенно в приконтактной зоне, где в результате возрастания количества слюд концентрация K увеличивается, а Rb уменьшается, так как уменьшается доля Кпш, в кото-

ром Rb в основном и содержится. Литий накапливается преимущественно в сланцах. Таким образом, в данном случае при взаимодействии расплава со сланцами R_{H_2O} было недостаточно для сохранения слюд, при этом гранат переходил в расплав и обогащал его в приконтактной зоне. Ассимиляция шла путем формирования промежуточной зоны мигматитов, в которой Би был еще устойчив, дальнейшее развитие процесса в условиях низкого R_{H_2O} могло обусловить наличие в составе гранита лишь 3—5% Би.

При взаимодействии аляскитов или граносиенитов с алюмосиликатными породами во всех случаях устанавливается вынос калия еще на магматической стадии, что выражается в широкой калишпатизации гранодиоритов и гнейсов. Если на контакте отмечаются одни кварциты, то следы выноса К установить очень трудно, поскольку он уходил за пределы кварцита и активно взаимодействовал только с алюмосиликатными породами. Вместе с К устанавливается вынос Rb, U и частично Be, вопрос о поведении других элементов весьма проблематичен. Если гранодиориты или диориты интродуцируют в кварциты или кварц-сланцевые сланцы, то наблюдаются ореолы их раскисления шириной не более 200—300 м, где гранодиориты переходят в Би—Ро—граниты или Би—граниты, а диориты сменяются гранодиоритами или кварцевыми диоритами. Существенного привноса или выноса других компонентов, кроме SiO_2 , не установлено.

Весьма интересны взаимоотношения расплавов лейкократовых колумбитоносных гранитов, эволюционирующих в условиях насыщения H_2O при широком участии сверхстехиометрических компонентов. Среди колумбитоносных гранитов Орлиногорского массива установлен ксенолит протерозойской толщи, сложенный амфиболитами и Кв—Мус и Кв—Анд—сланцами. В сланцах фиксируется метасоматическая зона интенсивной биотитизации мощностью ~3 м (рис. 14), на которую наложилась более поздняя хлоритизация. Наибольший

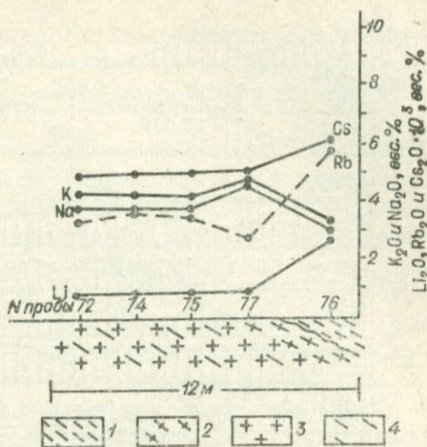


Рис. 13. Контакт между лейкократовыми гранитами и амфиболовыми сланцами.

1 — сланцы; 2 — мигматиты; 3 — граниты; 4 — реликтовая сланцеватость.

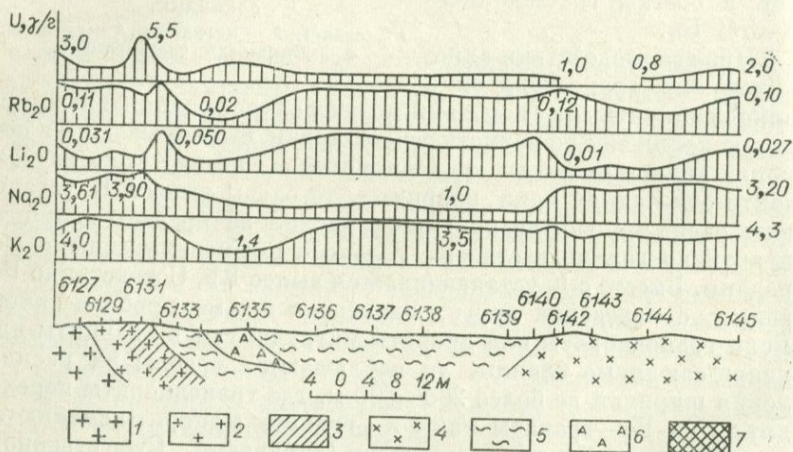
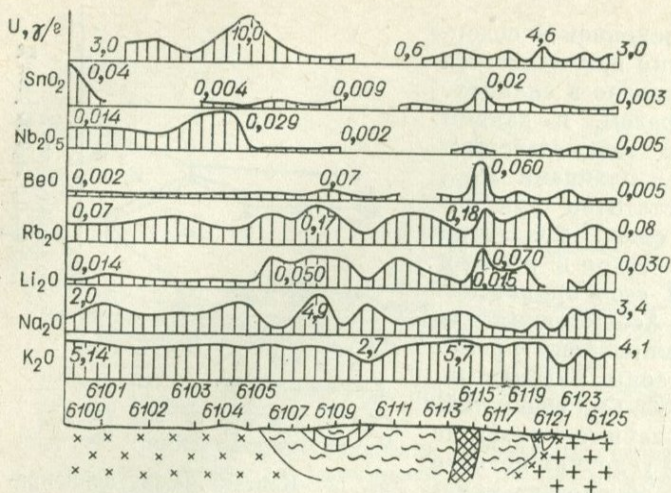


Рис. 14. Распределение редких элементов в гранитоидах и вмещающих породах Орлиогорского массива.

1 — лейкократовые граниты; 2 — порфировидные мелкозернистые лейкократовые граниты; 3 — альбитизированные граниты; 4 — граносиениты; 5 — гнейсы; 6 — амфиболиты; 7 — метасоматически измененные породы (Кв—Би—Сф-состав).

интерес здесь представляет характер эндоконтактовых изменений гранитоидов у их контакта с ксенолитом. Это отчетливые процессы возрастания у контакта химического потенциала К и образование граносиенитов позднемагматической стадии, которые подвергаются калишпатизации и после кристаллиза-

ции, т. е. этот процесс был непрерывным. Характерно, что граносиениты фиксируются в трех случаях из четырех, и прослеживаются или на несколько десятков метров, или же образуют зону не более метра.

Выявлено два типа взаимоотношений гранитов с вмещающими породами. Если образуется эндоконтактовая кристаллизационная оторочка из мелкозернистых гранитов, то граносиениты не обнаруживаются. Отсутствие активного взаимодействия расплава со сланцами и его быстрая кристаллизация предопределили широкое развитие в закристаллизованном граните процессов альбитизации вместо калишпатизации (см. рис. 14). Это еще раз подтверждает тезис о том, что повышение активности К в расплаве у контакта возможно только при его взаимодействии с алюмосиликатными породами с повышенным содержанием щелочноземельных элементов. При отсутствии этих условий образуется обычная эндоконтактовая оторочка, которая может претерпевать аутометасоматические преобразования в зависимости от флюидного режима расплава.

Данные по опробованию гранитоидов и ксенолитов приведены на рис. 14, где максимальное содержание каждого элемента на разрезе принято за 100%, и график содержания строится относительно этой величины. Процессы сиенитизации, судя по этим данным, сопровождаются накоплением Rb непосредственно у контакта, в обе стороны от которого его содержание снижается. Сиенитизация приводит к выносу из расплава лития и проблематично олова. На рисунке видно, что в приконтактовой части резкое накопление испытывают уран и ниобий, т. е. сиенитизация способствует накоплению в расплаве Rb, U и Nb и вынос Li и Sn, с которыми, как показывают неполные данные, частично мигрирует и Ta. Весьма характерен процесс миграции из расплава в сланцы Li и Rb и накопление их в эндоконтактовой зоне в интервале 2—3 м. При сиенитизации слюды из гранита вытесняются калишпатом или Би → Кшп + Mg. На общем фоне возрастания потенциала К это может привести к формированию во вмещающих породах зон инфильтрационного К — Fe — Mg метасоматоза. В рассматриваемом случае для такого процесса характерно развитие зоны биотитизации по сланцам в ксенолите, в которой концентрируются Li, Rb, Be, Sn и в меньшей мере U и Nb, так как последние более отчетливо накапливаются в граносиенитах.

Между гранитоидами сходного состава могут быть два типа взаимоотношений. Если тепловое поле интрузива гетерогенно и отдельные его части кристаллизуются с неодинаковой скоростью, то возможно внедрение расплава в уже закристаллизованную часть массива. Здесь будут иметь место интрузи-

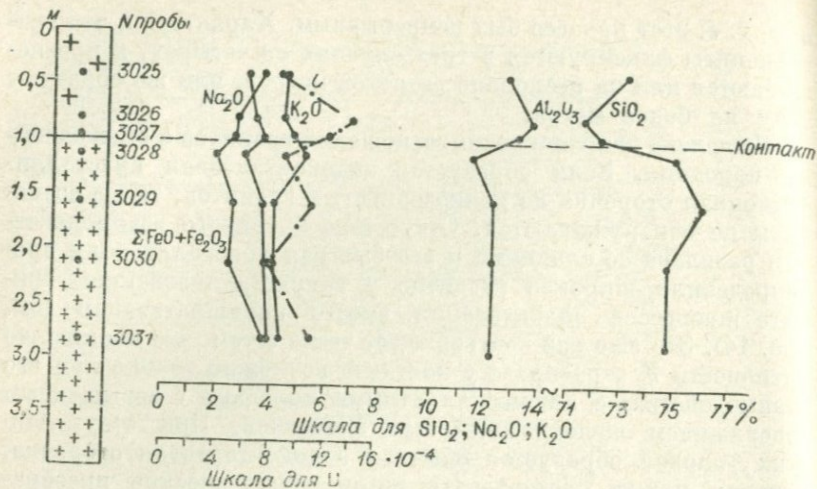


Рис. 15. Распределение элементов на контакте между лейкократовыми гранитами.

живные взаимоотношения между двумя почти идентичными по составу породами и по разной степени зернистости. Геохимические исследования показывают, что по ведущим петрогенным компонентам по линии контакта разрыва в содержаниях этих элементов не наблюдается, или же они незначительны.

Если остаточный расплав формируется по законам кристаллизационной дифференциации и проявляется кристаллизационное переохлаждение, то в зависимости от длительности этого процесса и состава расплава содержание петрогенных, и тем более редких элементов будет существенно иным. Например, в южной части Золотоношского гранитного массива интрузивные взаимоотношения со среднезернистыми биотитовыми гранитами имеют мелкозернистые граниты того же минерального состава (рис. 15). Если в среднезернистых биотитовых гранитах процессы аутометасоматоза развиты крайне незначительно, то в мелкозернистых они развиты широко и выражаются в локальной альбитизации, грейзенизации и калишпатизации с развитием акцессорной редкометальной минерализации. Даже на контакте с другими гранитоидами аутометасоматические процессы не выходят за пределы массива мелкозернистых гранитов. Эти факты свидетельствуют о том, что мелкозернистые граниты формировались из расплавов качественно иного типа; это подтверждается данными силикатных анализов (см. рис. 15). По линии контакта здесь наблюдается

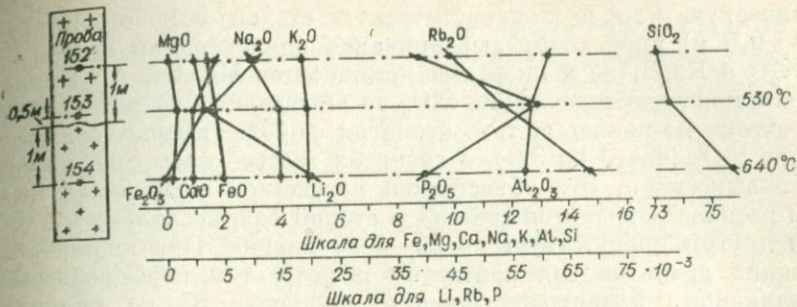


Рис. 16. Распределение элементов на контакте различных фаз лейкократовых гранитов.

разрыв в содержаниях SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O и $\Sigma\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$. Причем эти изменения для Al_2O_3 и SiO_2 носят устойчивый характер, а для Na_2O и K_2O отмечается максимальная дисперсия содержаний в области контакта, а выше и ниже его на $\sim 0,5$ м они выравниваются. Это говорит об инертном поведении SiO_2 и Al_2O_3 и высокой подвижности K и Na, что выражается в развитии порфиробластов Kпш выше линии контакта и слабой альбитизации гранитов. В отличие от петрогенных элементов уран характеризуется большой дисперсией содержаний. Контакт этих гранитов, изученный в другом месте (рис. 16), где над зоной контакта среднезернистые граниты насыщены порфиробластами Kпш, подтверждает сделанный выше вывод; в мелкозернистых гранитах отмечается более высокое содержание Li, Rb, Si. Характерно, что вследствие развития процессов калиевого метасоматоза во вмещающих гранитах произошло выравнивание содержания K в этих разностях. Сравнение содержания элементов и минимальной температуры кристаллизации двух разностей гранитов (определенных по методу А. Л. Александрова) (см. рис. 16, пробы № 153 и 154) указывает, что мелкозернистые граниты третьей фазы кристаллизовались сравнительно быстро при $T=640^\circ$, а о температуре кристаллизации гранитов второй фазы судить трудно, так как выше линии контакта они существенно калишпатизированы и $T=530^\circ\text{C}$ именно та температура, при которой произошла калишпатизация в приконтактных условиях. Следует обратить внимание на выравнивание концентраций Mg, Ca, Fe, Al между гранитами третьей и второй фаз непосредственно над контактом, поскольку на высоте 1 м от контакта наблюдается отклонение. Следовательно, при взаимодействии расплавов близкого состава и при калишпатизации вмещающих гранитов в позднемагма-

тическую или послемагматическую стадии в зоне контакта (~0,5 м) происходит выравнивание концентраций не только K_2O и Na_2O , но и инертных компонентов Mg, Ca, Al. Примечательно, что содержание SiO_2 во вмещающих гранитах практически не меняется, т. е. несмотря на более высокое содержание SiO_2 (почти на 3%), в гранитах третьей фазы SiO_2 из них не выносился. Это объясняется равенством активностей SiO_2 и расплавах гранитов третьей и второй фаз, поскольку и в том и другом присутствует по 20—30% кварца. При калишпатизации гранитов над контактом и росте там порфиробластов калишпата происходит процесс привноса Rb, но порфиробластез не завершается, что фиксируется промежуточным содержанием Rb в приконтактной пробе (см. рис. 16). Повышение активности K и развитие калишпатизации ускоряют вынос Li из этой зоны, но фосфор здесь накапливается (почти в 1,5 раза от исходного). Степень окисления Fe над контактом повышается в основном за счет развития мелких пластинок гематита по спайности Kпш.

С целью проверки влияния вмещающих пород на геохимическую специализацию гранитоидов было сопоставлено содержание K, Na, Li, Rb, Nb, Be, Sn, U в гранитоидах в ю.-з. части Золотоношского гранитного массива и во вмещающих их метаморфических породах верхнего протерозоя и нижнего кембрия, с которыми граниты имеют достоверные интрузивные контакты. Опробованию были подвергнуты: 1) кварцевые песчаники, алевролиты, углисто-глинистые и хлоритовые сланцы шарыкской свиты (Pt_1^1) — 86 проб; 2) хлоритовые, хлорито-кремнистые и углистые сланцы, реже порфириты и туфопесчаники ефимовской свиты (Pt_1^2) — 42 пробы; 3) кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы, туфопесчаники, порфириты, туфобрекчии уртынджальской серии (Pt_2 —Cm) — 23 пробы; 4) гранитоиды (ордовик-силур), диориты и кварцевые диориты — 25 проб, гранодиориты — 34 пробы; биотитовые граниты I, II и III фаз — 749 проб. Опробованию были подвергнуты разности пород в составе метаморфических и магматических пород. Среднее содержание приведено в табл. 5, а графически на рис. 17, а. Из приведенных данных видно, что K, Na, Rb, U в гранодиоритах во много раз больше, чем во вмещающих их породах; гранодиорит, ассимилируя песчано-сланцевые толщи, не мог обогатиться перечисленными выше элементами. В ефимовской свите Be в 5 раз больше, чем в гранодиоритах; в шарыкской свите Ta больше в 2 раза; содержание Nb в гранодиоритах и в обеих свитах почти одинаково; Sn немного больше в гранодиоритах, чем в породах шарыкской свиты и одинаково с ефимовской. Данные такого же сопоставления пород шарык-

Распределение некоторых элементов в гранитоидах и вмещающих породах в ю.-з. части Золотоношского массива, γ/γ

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
K ₂ O	6600	380	19 000	27 000	35 000	43 000	43 000	45 000
Na ₂ O	5800	2620	21 000	34 000	34 000	21 900	25 800	24 700
Li ₂ O	30	70	90	20	40	14	41	27
Rb ₂ O	25	20	100	200	246	437	482	491
Nb ₂ O ₅	10	12	20	10,0	15	34	33,0	42,0
Ta ₂ O ₅	7	1,0	2,5	2,0	3,0	1,6	5,0	3,0
BeO	2	46	14	8	8	9	13	13
Sn ₂ O	5	6	5	6,0	6,3	10	15	15
U	2,2	2,2	4	6	8	12	12	12
K/Rb	264	19	190	135	140	100	89	90
Rb/Li	0,8	0,28	1,1	10	6	31	12	18
Nb/Ta	1,4	12	0,8	5	5	21	7	14
K/Na	1,1	0,1	0,9	0,8	1,02	1,9	1,6	1,8
Na/K	0,8	7	1,1	1,25	0,96	0,51	0,60	0,55

Примечание. 1) кварцевые песчаники, алевролиты, углисто-глинистые и хлоритовые сланцы шарыкской свиты (Pt_1^1) (аналог андреевской свиты); 2) хлоритовые, хлорито-кремнистые и углистые сланцы, реже порфириды и туфо-песчаники ефимовской свиты (Pt_1^2); 3) кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы, туфопесчаники, в низах толщи порфириды, лаво- и туфобрекчии уртынджальской серии ($Pt_2 - Cn_1$); 4) диориты и кварцевые диориты; 5) гранодиориты; 6) крупнозернистые, иногда перматонидного облика, биотитовые граниты (I фаза); 7) среднезернистые биотитовые граниты (II фаза); 8) мелкозернистые, редко среднезернистые биотитовые граниты (III фаза). В анализе на каждый элемент представлено не менее 18—23 проб, всего в таблице приведены данные по 1512 пробам.

ской и ефимовской свит, уртынджальской серии и биотитовых гранитов первой фазы приведено на рис. 17, б. По сравнению с вмещающими породами в гранитах значительно больше K, Na, Rb, Nb, U; наиболее близки количества Nb в гранитах и породах уртынджальской серии, хотя в гранитах его в 1,5 раза больше. В породах уртынджальской и ефимовской свит Be и Li больше, чем в гранитах в 4,5—6 раз; в шарыкской свите Ta больше в 4 раза по сравнению с гранитами; в гранитах Sn больше, чем во вмещающих породах в 2 и 1,5 раза. Результаты сопоставления дают основание предполагать, что в этой части массива в процессе ассимиляции гранитоидами вмещающих пород они обогатились Be, K, Ta и, возможно, Sn.

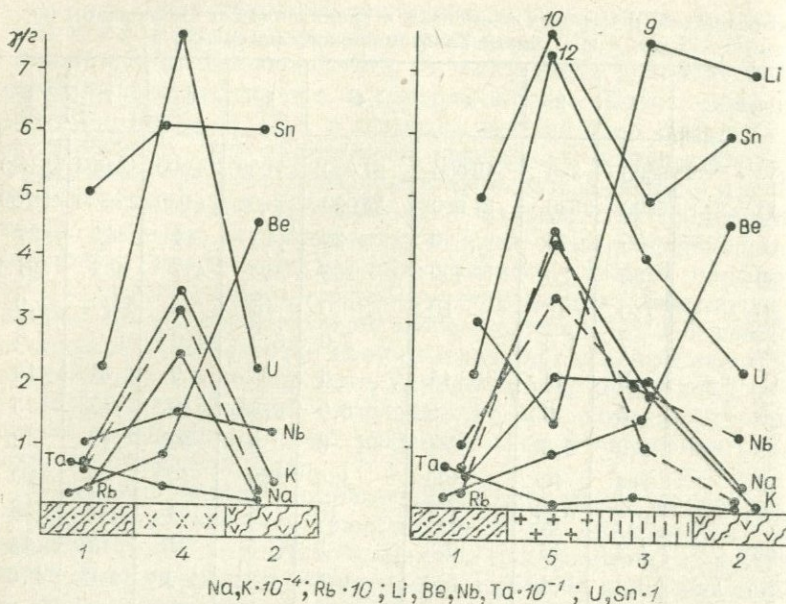


Рис. 17. Распределение редких элементов в гранитоидах Золотоношского массива (а) и во вмещающих породах (б).
 1 — сланцы шарыкской свиты; 2 — породы уртынджалской серии; 3 — сланцы ефимовской свиты; 4 — гранодиориты; 5 — лейкократовые граниты.

Процессы орогоживания вмещающих пород часто носят изохимический характер не только для петрогенных, но и для рудных элементов. Так, например, на северном контакте Зерендинского массива (участок Павловка) было изучено распределение Nb и Be в кварц-мусковитовых сланцах протерозоя и роговиках по этим сланцам (табл. 6). Данные исследования по-

Таблица 6

Параметры распределения Nb и Be в сланцах и роговиках

Статистические параметры	Сланцы (n=36)		Роговики (n=29)	
	Nb ₂ O ₅	BeO	Nb ₂ O ₅	BeO
\bar{x} , %	0,0011	0,0010	0,0009	0,0010
D	0,0000005	0,0000004	0,0000005	0,0000002
σ	0,0007	0,0007	0,0007	0,0003

Примечание. \bar{x} — среднее содержание; D — дисперсия; σ — среднеквадратичное отклонение.

казали, что при ороговиковании сланцев содержание Be и Nb практически остается постоянным (лишь незначительное повышение Nb на 0,0002 %); не меняется для обеих пород дисперсия и среднеквадратичное отклонение. Полные коэффициенты корреляции в том и другом случае отрицательны.

Из изложенного следует, что характер взаимоотношения гранитоидных магм с вмещающими породами определяется составом расплавов, $P-T-P_{H_2O}$ условиями взаимодействия и флюидным режимом магмы. Все остальные явления — это следствие реализации этих процессов.

ГЛАВА IV

ГАЗОВОДНЫЙ РЕЖИМ ГРАНИТНЫХ РАСПЛАВОВ

Проблема поведения воды в силикатных расплавах в настоящее время наиболее актуальна. Прежде всего необходимо разграничить два принципиально разных явления — это растворимость воды в силикатном расплаве и способность расплава генерировать воду в ходе полимеризации и последующей кристаллизации. Как указывалось ранее (Нарсеев, Летников, 1969; Летников, 1968б), процесс полимеризации сопровождается отщеплением кислорода, на базе которого образуется вода. С увеличением кислотности расплавов этот процесс прогрессивно нарастает. Породы гранитного ряда в этом отношении находятся вне конкуренции. Выделение свободного кислорода способствует образованию гидроксила или воды, так как водород постоянно присутствует в природных расплавах. Применяемая во многих экспериментах ампульная методика изучения растворимости воды в силикатных расплавах имеет недостаток: вода является рабочим телом (газом), передающим давление на расплав, и она же внедряется в расплав. Кроме того, механизмы растворения воды в расплаве разнообразны и протекают одновременно. К ним можно отнести: 1) внедрение в расплав, разрыв силоксановых связей и связывание OH-групп на концах полимерных цепей; 2) размещение OH и H_2O -групп в щелевидных полостях расплава, имеющих размерность на атомном уровне; 3) взаимодействие и образование соединений со сверхстехиометрическими компонентами расплава; 4) образование газоводных пузырьков, которые могут появиться и до и после достижения насыщения расплава водой, и т. д. Несмотря на сложность интерпретации экспериментальных данных, они

представляют исключительный интерес, так как позволяют дать оценку процессам эволюции силикатных расплавов в земной коре. Рассмотрим некоторые исследования по этому вопросу.

Необходимо отметить, что в геологической интерпретации полученных данных делается акцент на выяснение вопроса о количестве воды, которое может генерировать магма. В какой-то мере это верно. Но из виду упускается и другая, может быть еще более важная, сторона дела — *по растворимости воды в магме можно судить о ее способности играть роль флюидопроводника для трансмагматических растворов.* Чем выше растворимость воды в расплаве, тем выше его «пропускная способность» и значительней объем флюида, который может мигрировать через магматическое тело. На этот важный вопрос проблемы мы и хотим обратить особое внимание.

Данные Г. Барнхама и Р. Джонса (Burnham, Johns, 1962) и Н. И. Хитарова с сотрудниками (1959) по растворимости воды в гранитах указывают на возрастание растворимости воды в гранитном расплаве с увеличением давления (в данном случае давления паров воды) от 2,79% при 900° С и 1000 атм до 5,36% при 1000° и 3000 атм (Хитаров, Лебедев, 1963) и в перегретом выше линии ликвидуса на 20—30° до 5,8% при 3000 бар (Burnham, Johns, 1962). Как видно, эти данные вполне сопоставимы. Большое количество экспериментов было проведено по изучению растворимости воды в альбитовом расплаве. Так, Г. П. Орловой (1969) при $945 \pm 5^\circ$ и $1125 \pm 5^\circ$ в пределах 1000—4000 атм была установлена прямая зависимость растворения воды от давления (давление паров воды), которая достигала при 4000 атм 10%, и отмечено наличие в стекле молекулярной воды и гидроксил-ионов.

Вместе с тем общеизвестно, что увеличение содержания щелочей в расплаве повышает растворимость в нем воды, т. е. происходит стабилизация воды в структуре щелочных силикатных расплавов. Следовательно, возрастание щелочности гранитной магмы повлечет за собой увеличение растворимости в ней воды. Если представить магматическую колонну гранитного состава, эволюционирующую в потоке трансмагматических растворов, то ее верхние части будут обогащаться одновременно и щелочами, и водой, что приведет к формированию магм аномально перенасыщенных сверхстехиометрическими щелочами и водой. Такие расплавы должны быть характерны для верхних частей магматических систем.

Среди работ, посвященных данной проблеме, необходимо выделить статью Г. Барнхема и Н. Девиса (Burnham, Davis, 1971). Авторы исследовали объемные соотношения в системе

альбит — вода при 8,5 кбар и 950° С при содержаниях воды до 10,9%. В этих условиях получены новые данные по сжимаемости альбита, которая при 10 кбар и 20° С равна $2,46 \cdot 10^{-6}$ бар⁻¹ и почти на 18% больше ранее полученной. Парциальные молярные объемы воды (V_B) и Алб (V_A) не зависят от молярной фракции воды в пределах экспериментального отклонения во всем интервале исследуемого состава. Авторы приходят к выводу о том, что основной механизм растворения воды в расплаве выражен следующей реакцией: $H_2O + O^{2-}(\text{расплав}) = 2OH^{-}(\text{расплав})$. Вычислен парциальный молярный объем OH^{-} , где $V_{OH} = 9,8$ см³/моль⁻¹ при ионном радиусе $OH = 1,38 \text{ \AA}$. С точки зрения корректности постановки эксперимента, результаты, полученные Г. Бурнхемом и Н. Девисом, следует принять за опорные. Тем не менее эксперименты дают основание для утверждения о том, что для стехиометрически выдержанных силикатных расплавов гранита и альбита растворимость H_2O колеблется в пределах ~10%; дальнейшее увеличение этой цифры возможно лишь за счет возрастания в расплаве сверхстехиометрических компонентов, главным образом щелочей.

Для анализа процессов образования гранитоидов Кокчетавской глыбы нами было произведено определение воды и газов в породообразующих минералах сланцев, гнейсов, гранитоидов и грейзенов, которые отбирались из представительных протолок весом от 20 до 40 кг, взятых с площадок 20×20 м². Размер навески, составляемой методом квартования из мономинеральной фракции, равен 1 см³, размерность материала в пробе 0,16—0,25 мм. Навеску минерала заключали в кварцевую пробирку, которую помещали в печь и герметически соединяли с бюреткой Берга. Учет выделяемых паров, воды и газа начинался со 100° С, после удаления гигроскопической воды и оклюдированных газов. Нагревание начиналось от 100° С и продолжалось с интервалами через 50° до 1100° С. Нагрев при заданной температуре велся до тех пор, пока выделялись пары воды и газа. После прекращения процесса выделения, температура повышалась на очередные 50° и так до конца. При определении воды в пробирку на выходе из печи вносился гидрид кальция, который, взаимодействуя с выделившейся водой, давал эквивалентное по объему количество водорода, замеряемое с точностью до 0,01 мл. Для определения суммы других газов ставился повторный опыт, где пары воды поглощались ангидроном. В табл. 7 и дальше в тексте все цифры даны в миллилитрах содержания паров воды и газа в 1 г образца при стандартных условиях. Всего было проанализировано 60 проб кварца, полевого шпата и слюды (табл. 7).

Содержание паров воды и газов в породообразующих минералах, мл/г

№ пробы	Порода	Кварц			Полевой шпат			Слюда		
		H ₂ O	газ	H ₂ O : газ	H ₂ O	газ	H ₂ O : газ	H ₂ O	газ	H ₂ O : газ
		3	4	5	6	7	8	9	10	11
10167	Кварц-мусковитовый сланец	2,65	0,85	3,1	—	—	—	—	—	—
5613	Гнейс	1,50	1,05	1,5	3,80	0,70	5,4	63,90	4,15	15,4
1111	«	1,80	0,75	2,4	—	—	—	—	—	—
<i>Гранитоиды зерендинского комплекса (ордовик)</i>										
Боровской массив										
2	Среднезернистый гранит II фазы	1,65	0,20	8	3,80	2,30	1,65	36,50	7,70	4,74
5562	Крупнозернистый гранит I фазы	2,05	0,65	3,1	—	—	—	64,0	2,0	32,0
Макинский массив										
1943	Крупнозернистый гранит I фазы	—	—	—	3,40	1,45	2,32	—	—	—
1939	То же	0,90	1,70	0,53	5,90	0,80	7,4	—	—	—
1943	»	1,25	0,75	1,65	—	—	—	—	—	—
2588	Мелкозернистый гранит III фазы	1,90	1,15	1,65	7,90	0,10	79	—	—	—
2613	То же	1,50	2,20	0,68	6,00	0,15	40	—	—	—
Зерендинский массив										
2626	Среднезернистый гранит II фазы	2,35	3,20	0,75	4,40	1,0	4,4	—	—	—
6391	Мелкозернистый гранит III фазы	1,60	Нет	—	5,0	0,55	9,4	—	—	—

Гранитоиды балкашинского комплекса (девон)

Серафимовский массив

5712	Среднезернистый гранит I фазы	1,40	0,40	2,75	4,40	0,35	11,7	—	—	—
5697	Мелкозернистый гранит II фазы	1,85	0,75	2,45	2,45	3,50	0,7	—	—	—

Гранитоиды и метасоматиты золотоношского комплекса (девон)

Ольгинский массив

10282	Среднезернистый гранит II фазы слабо грейзенизирован	2,30	0,45	5,1	2,55	1,50	1,73	64,8	0,80	81,0
10280	Среднезернистый гранит II фазы	3,40	1,50	2,1	—	—	—	—	—	—
5613a	Пегматит	1,45	1,25	0,90	—	—	—	—	—	—
9569	»	1,20	1,70	0,72	4,40	0,95	4,3	50,9	7,45	6,85
5644	Среднезернистый гранит II фазы	1,05	0,30	3,5	3,45	0,90	3,8	45,6	0,50	91,2

Орлиногорский массив

573	Крупнозернистый гранит I фазы	3,75	1,90	1,9	5,40	0,50	10,8	—	—	—
274	Мелкозернистый гранит III фазы	1,20	0,80	1,5	6,80	0,55	12,4	—	—	—
10144	Кварцевый порфир	3,8	0,30	1,7	—	—	—	—	—	—
10119	Кварц-мусковитый грейзен	4,70	0,35	3,5	—	—	—	—	—	—

Аиртавский массив

10185	Среднезернистый гранит II фазы	3,0	0,65	4,6	—	—	—	57,9	3,3	17,5
10175	Кварц-слюдяной грейзен	3,60	1,35	2,2	—	—	—	51,9	2,40	21,5
10256	То же	—	—	—	—	—	—	50,4	2,0	25,2
7280	Среднезернистый гранит II фазы	—	—	—	—	—	—	49,3	2,60	19,0

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Шатский массив									
5823	Среднезернистый гранит II фазы	4,15	0,15	27,8	10,10	0,85	12,9	63,35	5,75	11,0
	Васильевский массив									
8854	Мусковит-кварцевый грейзен по сланцам	3,45	1,60	2,15	—	—	—	—	—	—
	Сергеевский массив									
6035	Кварц-мусковитовый грейзен	—	—	—	—	—	—	51,25	3,80	13,50
	<i>Щелочные гранитоиды еленовского комплекса (девон)</i>									
	Лесной массив									
8561	Среднезернистый граносенит I фазы	2,60	0,90	2,80	7,10	1,15	6,2	—	—	—
8092	Мелкозернистый граносенит II фазы	1,80	1,45	1,2	9,70	1,20	8,1	—	—	—
8094	Слабо альбитизированный среднезернистый граносенит I фазы	2,90	0,20	14,5	9,10	2,80	3,25	—	—	—

Наряду с определениями содержания воды и газа во всех породообразующих минералах пород выполнялись и частные определения в отдельных минералах. Полученные данные указывают на крайне неравномерный характер распределения воды и газа в минералах и породах, что в значительной мере определяется условиями их формирования.

Кварц характеризуется минимальными содержаниями воды и газа по сравнению с полевыми шпатами и слюдами. Среди метаморфических пород в кварце из кварц-мусковитовых сланцев воды в 1,5 раза больше, чем в кварце из гнейсов, а содержание газа в них отличается незначительно. Соотношение H_2O : газ в сланцах больше, чем в гнейсах. Можно полагать, что при процессе гранитизации сланцев содержание газа в кварце оставалось практически постоянным, а вода выносилась.

Для кварца из гранитоидов зерендинского комплекса содержание воды колеблется незначительно и более существенно для газа. Если взять средние значения, то получаем следующую зависимость: $H_2O + \text{газ}$: I фаза < II фаза > III фаза, т. е. кварцы из гранитоидов II фазы более обогащены газом и водой. В трех случаях из восьми в кварце газа > H_2O , что отличает их от всех других кварцев из более молодых гранитоидов, поскольку во всех остальных случаях H_2O > газ.

Более обогащены водой и обеднены газом кварцы из лейкократовых гранитоидов золотоношского комплекса, в которых во всех случаях H_2O > газ (за исключением пегматитов), достигая максимума в кварцевых порфирах, где воды больше, чем газа, почти в 15 раз. Необходимо заметить, что соотношение H_2O : газ в кварце из гранитоидов является чувствительным индикатором глубины кристаллизации массива. Так, например, Орлиногорский массив размещается в нижнепротерозойских породах амфиболитовой фации метаморфизма, соотношение H_2O : газ варьирует в пределах 1,5—1,9; Ольгинский массив расположен в верхнепротерозойских и ордовикских породах фации зеленых сланцев, соотношение H_2O : газ в кварце из этих гранитоидов соответственно равно 5,1; 2,1 и 3,5. Намечается уменьшение содержания воды в кварцах из гранитов III фазы, в которых соотношение H_2O : газ уменьшается до 1,5.

В кварце из грейзенов содержание воды, как правило, выше, чем в кварце из гранитов, по которым эти грейзены образовались, но соотношение H_2O : газ изменяется незакономерно, что в общем отображает специфические условия образования грейзенов в условиях изменявшегося газоводного режима гидротермального раствора, производящего грейзенизацию.

В кварце из щелочных гранитоидов еленовского комплекса содержание воды довольно близко к таковым из кварца грани-

тов золотоношского комплекса при сохранении тех же величин соотношения H_2O :газ. Даже незначительная альбитизация приводит к дегазации кварца и возрастанию водогазового соотношения в 14,5 раз.

Полевые шпаты во всех случаях богаче водой, но не газом по сравнению с кварцем из этих пород. Содержание газа изменяется незакономерно и лишь для отдельных массивов или фаз устанавливаются определенные соотношения. Довольно близко количество воды в полевых шпатах из гнейсов (3,8) и гранитов I фазы зерендинского комплекса (3,8; 3,4 и 5,9). Для полевых шпатов в отличие от кварца из гранитоидов зерендинского комплекса существует следующая зависимость в содержании воды: I фаза $>$ II фаза $<$ III фаза и III фаза $>$ I фаза, т. е. если для кварца отмечалось уменьшение в нем количества воды от I к III фазе, то здесь наблюдается обратная зависимость. Для полевых шпатов из гранитов III фазы зерендинского комплекса характерна интенсивная дегазация, когда количество воды больше газа в 79 и 40 раз. Если для кварцев из гранитоидов балкашинского комплекса было зафиксировано уменьшение воды в кварце из гранитов II фазы по сравнению с I фазой, то у полевых шпатов обратная зависимость.

Полевые шпаты из гранитоидов золотоношского комплекса содержат большое количество воды по сравнению с полевыми шпатами из зерендинского и балкашинского, но с сохранением порядка цифр соотношения H_2O :газ. Намечается тенденция, подмеченная для гранитоидов зерендинского комплекса, т. е. отношение H_2O :газ следующее: I фаза $>$ II фаза $<$ III фаза и III фаза $>$ I фаза. В этом случае кварц и полевой шпат, в отношении распределения воды в них, ведут себя идентично в производных I и II фаз, но диаметрально противоположно в III фазе, когда в полевом шпате содержание воды растет, а в кварце резко падает.

В щелочных гранитоидах еленовского комплекса содержание воды в полевых шпатах изменяется незначительно с тенденцией к увеличению в полевом шпате во II фазе по сравнению с I фазой. Количество газа в полевых шпатах из граносиенитов обеих фаз практически постоянно, при альбитизации полевого шпата в нем увеличивается содержание и воды, и газа.

Слюды характеризуются максимальным содержанием воды и газа, которые в отличие от полевого шпата и кварца входят в формулу минерала.

Для биотита из гнейсов и из гранитов I фазы зерендинского комплекса отмечается, как и для полевого шпата, близость содержания воды, но в биотите из гранита газа в два раза меньше. Для слюд весьма характерно значительное колебание

содержания воды и газа даже в пределах одного массива, что, вероятно, объясняется гипабиссальным уровнем формирования гранитоидов. Следует отметить, что, несмотря на широкие вариации в содержании воды и газов, соотношение H_2O : газ для отдельных массивов довольно близко, что позволяет считать эту величину показателем условий формирования конкретного массива. Так, если сравнить более глубокий Аиртавский массив, расположенный среди пород амфиболитовой фации метаморфизма (соотношение H_2O : газ для слюд из гранитов равно 17,5 и 19), и Ольгинский, находящийся в породах фаций зеленых сланцев на 2,5—3 км выше по разрезу (H_2O : газ равно 81 и 91,2), то видно, что с глубиной доля газового компонента в биотитах из гранитов возрастает, а в гипабиссальных гранитоидах в биотите повышается содержание воды. Такое положение иллюстрируется данными по слюдам из грейзенов Аиртавского массива, в которых соотношение H_2O : газ увеличивается до 21,5 и 25,2 по сравнению с 17,5 и 19,0 в граните, что отображает смену условий при их формировании. Полученные данные свидетельствуют, что соотношение H_2O : газ в биотитах из гранитов является мерилем глубинности формирования данного массива.

Изложенное позволяет сделать ряд выводов: 1) в ходе кристаллизации гранита газовой режим расплава не остается постоянным, а существенно изменяется при кристаллизации отдельных минеральных групп. Так, например, для гранитоидов зерендинского комплекса газовой режим при кристаллизации полевого шпата значительно отличался от такового при кристаллизации кварца и т. д.; 2) соотношение H_2O : газ в кварцах и биотитах из гранитоидов является показателем глубинности формирования массива. С глубиной доля газовой составляющей в этих минералах растет.

Для пород, у которых анализу были подвергнуты все порообразующие минералы, составлены балансы содержания воды и газа с учетом их минерального состава (табл. 8). Полученные цифры интересны. Так, несмотря на то, что сравниваются пробы гранитов из разных массивов, причем один из них ордовикский (проба № 2), а два других девонские (пробы № 10282 и 5644), содержание паров воды в породе массивов почти одинаково и составляет соответственно 385,5 мл/100 г; 369,6 и 363,7 мл/100 г. Характерно, что два последних значения соответствуют девонским гранитоидам, в то время как ордовикские содержат воду в несколько большем количестве, т. е. гранитам, кристаллизовавшимся на большей глубине, присуща большая степень консервации воды в минералах. Наиболее отчетливо проявляется увеличение количества газа в граните с глубиной:

Таблица 8

Содержание воды и газа в породах

№ пробы	Порода	Минерал, %			Пары воды и газов в минералах, мл/100 породы						Суммарное содержание в 100 г породы, мл			
		кварц	поле- вой шпат	слюда	кварц		полевого шпат		слюда		вода	газ	H ₂ O+ +газ	H ₂ O: :газ
					вода	газ	вода	газ	вода	газ				
5613	Гнейс	33	60	6,5	49,5	34,6	228	42	415	37,7	692,8	114	812,8	6,1
2	Среднезернистый гранит II фазы зерендинского комплекса	27	66	2,5	44,5	5,4	250	152	91	19,2	385,5	176,6	562,1	2,1
10282	Среднезернистый гранит II фазы золотоношского комплекса	30	67	2	69	7,5	171	101	129,6	1,6	369,6	110,1	479,7	3,3
5644	То же	32	64	2,4	33,3	9,6	221	57,6	109,4	1,2	363,7	68,4	432,1	5,3
9569	Пегматит	32,6	61	5,2	39,4	55,8	250	58	264,7	38,7	554,1	152,6	706,6	3,6
10174	Кварц-сланцевой грейзен	68	—	27	245	92	—	—	1404	64,8	1649	156,8	1805,8	10,5
5823	Среднезернистый грейзенизированный гранит II фазы золотоношского комплекса	32	64	4	133	3,8	636	53,5	253,6	23,0	1022,6	80,3	1102,9	12,7

в гранитах зерендинского комплекса газа в 1,5 и 2 раза больше, чем в гранитах золотоношского. Следовательно, если количество воды в гранитах примерно одинаково, то содержание газа колеблется довольно значительно и соотношение H_2O : газ служит параметром для определения глубины формирования массива, как в кварце и биотите из этих пород. Отсюда можно сделать вывод, что с увеличением глубины все большее количество воды и газа консервируется в составе гранита, а с уменьшением глубины количество газовой фазы, высвобождаемого в ходе кристаллизации, возрастает. Возможно, это обстоятельство оказывает определенное влияние на степень развития автотермических процессов в гранитах и гидротермальных явлений вообще, когда по мере продвижения от глубинных к гипабиссальным массивам растет степень метасоматоза гранитов и их рудоносность.

Для грейзенов характерна максимальная степень обогащения водой в 3,5—4 раза больше, чем гранитов, что иллюстрирует условия их образования при активном воздействии существенно гидротермальных растворов с подчиненным количеством газовой фазы.

Весьма интересные результаты получены при сравнении проб, отобранных на северном контакте Ольгинского массива (пробы № 5613, 9569 и 5644). Здесь на контакте между гранитами золотоношского комплекса и гнейсами наблюдается гамма переходных пород: гранит → гранитогнейс → гнейсогранит → гнейс. Все эти различия отличаются многими чертами сходства петрохимических, геохимических и иных параметров. Геологические наблюдения и аналитические данные позволяют считать, что гнейсы явились тем субстратом, за счет которого формировался гранит. В них отмечаются тела метасоматических пегматитов. Были изучены на содержание воды и газа все породообразующие минералы из гнейса, пегматита и гранита (см. табл. 7,8).

Для кварцев из сравниваемых пород характерно уменьшение содержания воды по линии гнейс — пегматит — гранит и резкое возрастание газового компонента в кварце из пегматита, превышающее содержание воды в нем. В полевых шпатах из этих пород количество воды и газа остается примерно одинаковым с незначительным увеличением в пегматите. Вода в биотитах уменьшается от гнейса к пегматиту и далее к граниту, но в пегматите резко возрастает содержание газа, что определяет минимальное H_2O : газ отношение в нем, равное 6,85. Если сравнить между собой количество воды и сумму воды и газа в этих породах (см. табл. 8), то наибольшее их количество заключено в гнейсе, меньшее в пегматите и минимальное в гра-

ните. Газ ведет себя по-иному, достигая максимума в пегматите, где количество его в 1,5 раза выше, чем в гнейсе, и в 2,5 раза выше, чем в граните. Соотношение H_2O : газ меняется следующим образом: гнейс 6,1; пегматит 3,6; гранит 5,3 (см. табл. 8, пробы № 5613, 9569, 5644). На основании этих цифр можно полагать, что пегматит по гнейсу образуется в условиях увеличения доли газа в растворе, когда почти третья часть его представлена газовым компонентом. Возможно, что в этих условиях перекристаллизация гнейсового субстрата в крупнокристаллический пегматит того же состава идет наиболее интенсивно, что хорошо согласуется с представлением о роли газового компонента в формировании пегматитов. При развитии пегматитов по гнейсу примерно четвертая часть воды высвобождается и переходит в подвижное состояние. Почти 50% воды и газа освобождается из гнейса при его переходе в гранит, при незначительном уменьшении соотношения H_2O : газ (с 6,1 до 5,3).

Таким образом, при процессах палингенного выплавления гранитов из гнейсов на 100 г породы освобождается ~300 мл паров воды или 0,24 г жидкой воды. Если учесть огромные массы гранитоидов, выплавлявшихся из гнейсов, то в ходе этого процесса должно было выделяться огромное количество воды и газа. Можно полагать, что при переплавлении 1 км³ гнейса (с плотностью 2,6 г/см³) высвободится 6,2 млн. т воды. Часть ее заполнит поровое пространство в граните, поскольку пористость в граните больше, чем в гнейсе, а оставшаяся масса воды и газа должна мигрировать из системы, двигаясь впереди фронта расплавления и активно участвуя в проходящих здесь процессах. Не исключено, что значительная часть этого газодонного раствора служит основой для создания рудоносных гидротермальных систем.

Таким образом, опираясь на приведенные цифровые данные, можно считать, что палингенез является мощным флюидогенерирующим процессом, который играет большую роль в развитии различных метасоматических процессов регионального и локального характера, а также в формировании рудоносных гидротермальных систем. Принимая во внимание экспериментальные данные по растворимости воды в кислых расплавах, равные 6—8%, нетрудно заметить, что в граните консервируется лишь ничтожная часть воды, растворенной в магме (менее 5% от всего количества воды в расплаве), а остальная выполняет поры в граните или покидает магматическую систему.

На основании экспериментальных материалов можно полагать, что начало всякого плавления в объеме гнейсовой толщи вызовет новый поток флюидов, мигрирующих от такого очага

в окружающие породы. В условиях амфиболитовой фации это приведет к расширению фронта гранитизации на периферии гнейсового купола или зоны активизации, т. е. процесс плавления является сопряженным с гранитизацией вмещающих пород, которая как бы подготавливает окружающий алюмосиликатный материал для расплавления, максимально приближая его к составу гранитоидного расплава, наиболее термодинамически вероятному в данных $P - T$ условиях.

Если рассматривать сопряженный процесс расплавления гнейсов в центре гнейсового купола с одновременным его ростом по периферии за счет гранитизации окружающих пород, то начало плавления и сопровождавшее его отделение флюида должно усилить гранитизацию пород, окружающих купол, если этому соответствуют $P - T$ условия. Иными словами, при медленном развитии процесса расплавления следует ожидать сопряженного развития расплавления внутри купола и гранитизации с формированием гнейсов по его периферии. Если фронт расплавления движется сверху вниз навстречу воздымающую купола, то это обусловит стационарный поток флюидов через расплавленную часть купола, которые, суммируясь с трансмагматическими потоками глубинных растворов, будут производить дальнейшую гранитизацию расплавов. Чем дольше будет протекать этот процесс, тем больше состав магмы приблизится к субэвтектическому аляскитовому или пегматоидному составу. Поэтому можно предположить, что перемещение фронта расплавления сверху вниз должно стимулировать гранитизацию расплава и окружающих пород.

Одновременно с изучением газоводного состава включений в минералах проводилось определение N_2 , H_2 , CO_2 и CH_4 в составе газового компонента. Для этого образец помещали в печь и нагревали до $500^\circ C$ (крупность материала $\sim 0,25 - \sim 0,15$ мм). Газом-носителем являлся азот или гелий, который поступал на хроматограф вместе с газами, выделившимися при раскрытии включений, где и производилось разделение на хроматографических колонках.

В первую группу образцов входят кварцы в основном из гранитоидов Кокчетавской глыбы (табл. 9), в которых определялись CO_2 , N_2 и CH_4 ; ко второй относятся образцы слюд, полевых шпатов и кварцев из гранитоидов, грейзенов и гнейсов Кокчетавской глыбы, а также образцы Н. А. Логачева по гранитоидам и эффузивам плато Джос в Нигерии, в которых фиксировались N_2 , H_2 , CO_2 , CH_4 . По содержанию CO_2 , N_2 и CH_4 кварцы из гранитоидов, пегматитов, грейзенов, кварцевых порфиров и Кв — Мус сланцев существенно отличаются один от другого. Даже в пределах одного массива в образцах, взятых

Состав газожидких включений

№ пробы	Массив	Порода	H ₂ O	N ₂ O
1	2	3	4	5
<i>Африканский</i>				
6-ниг	Плато Джос	Риолит	—	0,21
7-ниг	»	Порфир	—	0,46
8-ниг	Район Манки-Пасс	Фаялитовый гранит	—	0,13
11-ниг	Плато Джос	Гранит (160 млн. лет)	—	0,31
9-ниг	Букуру	Роговообманково-фаялитовый гранит	—	0,18
15-ниг	Бенуа	Гранит (до Сп)	—	0,145
17-ниг	К югу от плато Джос	Гранитогнейс (до Сп)	—	0,108
18-ниг	Зария	Порфиroidный гранит (до Сп)	—	0,2
<i>Кочетавская</i>				
10185	Аиртавский	Лейкократовый гранит II фазы	57,9	0,40
10256	»	Кв — Мус грейзен	50,4	0,386
10282	Ольгинский	Лейкократовый гранит II фазы	64,8	0,037
5562	Боровской	Биотитовый гранит I фазы	64,0	0,837
5823	Шатский	То же, II фазы	63,35	0,21
6035	Сергеевский	Кв — Мус грейзен	51,25	0,28
6223	Серафимовский	Лейкократовый гранит	—	0,174
5613	»	Гнейс (до Сп)	63,90	0,083
<i>Полевые</i>				
2-л	Боровской	Биотитовый гранит II фазы	3,80	0,08
5562	»	То же, I фазы	—	0,02
6223	Серафимовский	Лейкократовый гранит	—	0,052
8561	Лесной	Граносиенит I фазы	7,1	0,08
9569	Ольгинский	Пегматит жильный	4,1	0,051
10112	Аиртавский	Жильный гранит	—	0,31
<i>Кварцы</i>				
2-л	Боровской	Биотитовый гранит II фазы	1,65	0,108
274	Орлиногорский	Гранит III фазы	1,20	0,38
7268	Малый Койтас	Кв — Алб жила	—	0,15
6223	Серафимовский	Лейкократовый гранит	—	0,03
10111	Аиртавский	Жильный гранит	—	0,09

1	2	3	4	5
10174	»	Кв — Мус грейзен	3,60	0,41
2588	Макинский	Гранит III фазы	1,90	0,155
2883	Еленовский	Граносиенит II фазы	—	0,240
2613а	Макинский	Граниты III фазы	1,50	0,052
10144	Орлиногорский	Кварцевый порфир	3,8	0,061
10280	Ольгинский	Гранит II фазы	3,1	0,092
5613а	»	Пегматит	1,15	0,230
10119	Орлиногорский	Кв — Мус сланец	4,70	0,059
5644	Ольгинский	Гранит II фазы	1,05	0,290
8561	Лесной	Граносиенит I фазы	2,60	0,290
10282	Ольгинский	Гранит II фазы	2,30	0,064
1939	Макинский	Гранит I фазы	0,90	0,120
1943	»	»	1,25	След
2626	Зерендинский	Гранит II фазы	2,35	0,054
8094	Лесной	Граносиенит I фазы	2,90	След
8092	»	Граносиенит II фазы	1,80	0,003
5712	Серафимовский	Гранит I фазы	1,10	0,018
10256	Айртовский	Кв — Мус грейзен	—	0,070
10167	Зерендинский	Кв — Мус грейзен	2,65	0,040
10280	Ольгинский	Гранит II фазы	3,10	0,20

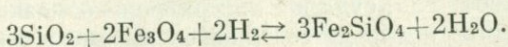
в 50—100 м друг от друга, по одним и тем же гранитам содержание названных газов довольно существенно отличается (пробы № 1939 и 1943). В кварцах из гранитоидов соотношение $H_2O : CO_2$ возрастает с уменьшением глубины формирования массива. Так, для наиболее глубинного Макинского массива, залегающего в породах амфиболитовой фации и имеющие го эндоконтактовую гранодиоритовую кайму, соотношение $H_2O : CO_2$ варьирует от 3,9 до 18. Для гранитоидов Ольгинского массива, залегающего в породах фации зеленых сланцев, оно возрастает и колеблется от 23 до 120; в близповерхностных граносиенитах до 600, в грейзенах 240, а в кварцевых порфирах равно 253. В кварцах из близповерхностных гранитоидов, субвулканических пород и грейзенов для Кокчетавской глыбы соотношение $H_2O : CO_2$ не опускается ниже 200, в то время как для гранитоидов в пределах амфиболитовой фации оно не поднимается выше 20.

В общем виде по мере уменьшения глубины формирования гранитоидов и их производных возрастают соотношения $H_2O : N_2$ и $H_2O : CH_4$, подчеркивающие общий характер повышения содержания воды в гранитоидных расплавах по мере приближения к поверхности Земли. Отношения $CO_2 : N_2$ и $CO_2 : CH_4$ подвержены сильным колебаниям даже в пределах одного массива и изменяются незакономерно, отражая сложную

6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
0,008	0,009	0,001	450	400	8,8	3600	45	9	—	0,88	51,0
0,0008	0,299	Не обн.	2375	6,4	12	—	1,9	—	—	0,0026	193,7
0,005	0,034	0,006	—	—	—	—	0,14	5,7	—	0,15	58,0
0,028	0,082	0,012	53,5	18	29	125	1,5	7	—	0,34	1,85
—	0,0150	0,004	—	253	63	950	2,5	3,7	—	—	—
—	0,082	0,009	—	38	34	345	0,9	9	—	—	—
0,015	0,081	Не обн.	76,6	14	5	—	0,35	—	—	0,18	15,3
0,029	0,019	0,015	162	240	80	315	0,32	1,2	—	1,52	2,03
0,018	0,046	0,001	58,2	23	3,6	1050	0,15	46	—	0,44	16,2
0,0028	След	0,008	92,8	—	29	325	—	—	—	—	32,1
0,005	0,019	0,006	460	120	36	380	0,30	3	—	0,26	12,8
0,002	0,023	0,003	450	3,9	7,5	300	0,19	7,6	—	0,09	60,0
—	0,015	0,006	—	8,4	—	208	—	2,5	—	—	—
0,007	0,006	0,001	335,7	390	42	2350	0,01	6	—	1,17	7,71
0,0033	След	0,001	878,7	—	—	2900	—	—	—	—	—
0,013	0,003	0,006	138,4	600	600	300	1	0,5	—	4,33	0,23
0,002	След	0,006	550	—	60	180	—	—	—	—	9,0
0,02	След	0,004	—	—	—	—	—	—	—	—	35,0
0,005	0,005	0,001	530	530	66	2650	0,8	5	—	1,0	8,0
—	След	Не обн.	—	—	15	—	—	—	—	—	—

картину эволюции газового компонента расплавов и трансмагматических растворов, воздействующих на эти расплавы в условиях термостатирования.

Во второй группе образцов определены N_2 , H_2 , CO_2 и CH_4 , а в некоторых из них на бюретке Берга и воды (см. табл. 8, 9). В нигерийских гранитоидах докембрийского возраста количество N_2 примерно одинаково и колеблется от 0,108 до 0,2 мл/г; юрские породы кольцевых структур характеризуются большим содержанием азота. Весьма характерно максимальное содержание водорода в фаялитсодержащих гранитах, что хорошо иллюстрируют экспериментальные данные И. А. Островского (1957) о ведущей роли водорода по синтезу фаялита по реакции



Образующаяся при этом вода входит в состав амфиболов или слюд, постоянно присутствующих в этих парагенезисах, что обуславливает длительность восстановительного режима в этих условиях.

Характерно, что среди «молодых» нигерийских гранитоидов (см. табл. 9, № 7—9, 11) фаялитсодержащие разности содержат повышенное количество CO_2 , но обеднены азотом. О риолитах

что-либо определенное сказать трудно, так как невозможно учесть атмосферные газы, захваченные магмой на поверхности Земли. Сравнение гранитогнейсов и палингенно выщавившихся из них гранитов (см. табл. 9, обр. № 15, 17, 18), показывает, что в ходе палингенеза гранитоидный расплав обогащался N_2 и обеднялся CO_2 .

В слюдах, полевых шпатах и кварцах из гранитов и грейзенов Кокчетавской глыбы содержание азота в составе газожидких включений меняется незакономерно — от 0,837 до 0,02 мл/г. Даже при процессах грейзенизации количество его в слюдах практически не меняется (см. табл. 9, № 10185, 10256). В слюдах CH_4 фиксируется только в Мус из грейзенов, а в полевых шпатах и кварцах отмечается спорадически.

Содержание газов в породе подвержено сильным колебаниям. Так, например, если сравнить газы из полевого шпата в мелкозернистом граните Аиртавского массива (см. табл. 9, № 10112) и из кварца этого же гранита (№ 10111), отобранных по керну скважины на расстоянии 1,5 м один от другого, то они отличаются по количеству N_2 , H_2 , CO_2 и CH_4 . Даже в минералах из одного образца состав газожидких включений неодинаков. Так, в Кв, Пшп и Би из среднезернистых гранитов Серафимовского массива (№ 6223) только H_2 и CH_4 фиксируются примерно в равных количествах, а все остальные существенно отличаются друг от друга по содержанию N_2 и CO_2 . В образцах из гранитов Боровского массива (№ 5562 и 2-л) эта разница проступает еще отчетливее. Приведенные факты подтверждают сделанный вывод о том, что газоводный режим гранитного расплава меняется под воздействием трансмагматических растворов, мигрирующих через магматическую камеру. Кроме того, состав этих растворов в каждой единице объема расплава также изменяется в зависимости от многих факторов. Несомненно, что, несмотря на различные вариации составов флюидов, они должны характеризоваться близостью физико-химических параметров; в итоге это выразится в составе возникающих здесь минеральных парагенезисов. Так, судя по нигерийским образцам максимальное количество водорода содержится именно в фаялитсодержащих гранитах, для которых должны быть характерны восстановительные условия среды.

Состав трансмагматических растворов, вероятно, во многом предопределяет минеральный состав породы. Если на гранитный расплав воздействуют глубинные углеводородные флюиды, то могут развиваться восстановительные реакции с появлением фаялита, пироксенов, щелочных амфиболов и магнетита вместо биотита и роговой обманки. Такие растворы могут мигрировать по зонам глубокого заложения, уходящим в мантию, или от-

щепляться от глубинных ультраосновных или ультраосновных — щелочных комплексов, характеризуемых углеводородным типом отщепляющихся флюидов (Нарсеев, Летников, 1969; Маракушев, Перчук, 1971). Это предположение подтверждается данными сравнения соотношений $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ и $\text{H}_2\text{O} : \text{H}_2$ в биотитах из неизмененных гранитов (см. табл. 9, № 10185, 10282, 5562, 5823, 6223). Между степенью окисления железа и отношением $\text{H}_2\text{O} : \text{H}_2$ существует прямая зависимость, несмотря на то, что массивы, из гранитов которых были взяты слюды, удалены друг от друга на десятки километров, а количество водорода в сотни раз меньше, чем воды.

Различие в составе флюидов во включениях порообразующих минералов даже из одного образца указывает на то, что процесс кристаллизации породы был весьма длительным, за это время изменился качественный и количественный состав трансмагматических растворов, мигрирующих через расплав. Длительность кристаллизации таких массивов подтверждается и дисперсией цифр абсолютного возраста таких массивов, которая иногда достигает нескольких десятков миллионов лет. Зная в общих чертах порядок кристаллизации минералов в данной породе и изучив состав газообразных включений в них, можно проследить эволюцию состава трансмагматических растворов. Для лейкократовых биотитовых гранитов Кокчетавской глыбы, судя по петрографическим наблюдениям, порядок кристаллизации минералов был таков: Би → Пл + Кшп → Кв. По нашим данным (см. табл. 9), от момента начала кристаллизации Би до конца кристаллизации расплава флюид эволюционировал в сторону уменьшения в нем количества воды и относительного обогащения H_2 , N_2 , CO_2 . Это, вероятно, обусловлено кристаллизацией Би во всей массе расплава, что вызвало резкое обеднение его водой, дефицит которой, как следует из полученных данных, лишь частично покрывался за счет поступления извне. Следовательно, если в расплаве начинается кристаллизация большого количества гидратных минералов — слюд или амфиболов, то это неизменно должно привести к связыванию в них значительного количества воды, падению $P_{\text{H}_2\text{O}}$ во всей системе и быстрой кристаллизации всего расплава. В этом случае и температурный, и временной диапазон кристаллизации будет невелик, тем более, если расплав далек от насыщения водой, что обычно и наблюдается в гранодиоритах и богатых Би и Амф, примыкающих к ним разновидностей гранитоидов. Но лейкократовые граниты, в которых количество Би не превышает обычно 5%, а тем более аляскиты и граносиениты, формирующиеся в условиях, близких к насыщению расплавов водой, имеют возможность к длительной эволюции, поскольку даже кристаллизация

Би не может привести к значительному снижению P_{H_2O} . Такие расплавы от начала и до конца кристаллизации должны характеризоваться почти неизменным P_{H_2O} , что в итоге определяет весьма длительный процесс их эволюции; окончательная их кристаллизация осуществляется при температурах 600—650°. Через единицу объема расплава за длительное время пройдет большое количество трансмагматического флюида, поэтому и вероятность обогащения такого расплава рудными и летучими компонентами, поступившими в расплав, будет выше. Наиболее лейкократовые граниты характеризуются максимальным содержанием многих рудных компонентов, водой, летучих и низкой температурой кристаллизации, что в итоге и обеспечивает во многом их потенциальную рудоносность.

Таким образом, процесс эволюции трансмагматических флюидов в расплавах заключается в уменьшении в их составе доли воды и возрастании N_2 , H_2 и CO_2 . Этот процесс обусловлен, вероятно, спонтанной кристаллизацией слюд и амфиболов как в более глубоких горизонтах магматической камеры (при этом необходимо учесть, что с глубиной доля темноцветов в составе гранитоидов обычно возрастает), так и на данном уровне. Вода, взаимодействуя со многими металлами, может отщеплять кислород с образованием многочисленных аксессуарных окисных минералов, в то время как на базе N_2 , CO_2 и H_2 в данных условиях не возникает ни одного минерала, что и определяет их накопление к концу процесса кристаллизации. По полученным данным видно, что флюид остается существенно водным, поскольку даже сумма H_2 , N_2 и CO_2 меньше общего количества воды в 120—355 раз. Тем не менее, исходя из выявленной тенденции, следует считать, что благодаря возрастанию во флюиде концентрации CO_2 и H_2 кислотность его должна повышаться и, возможно, поэтому для первых порций растворов, воздействующих на твердую породу и изменяющих ее аутометасоматически, характерна повышенная кислотность, что находит свое выражение в развитии ранней стадии кислотного выщелачивания при метасоматозе (Куржинский, 1955).

При высокой концентрации азота во флюиде могут образоваться и существовать в значительном интервале $P - T$ условий NH_4^+ или NH_4OH (Летников, 1968). С точки зрения кислотно-основного взаимодействия можно полагать, что связывание водорода в аммоний должно повысить щелочность раствора, так как NH_4^+ эквивалентен по физико-химическим свойствам щелочным металлам K и Rb. При определенных условиях во флюидах могут образовываться галогениды аммония вида NH_4X , где X — ион галогена, а также карбонаты, сульфаты,

фосфаты аммония. Азот может принимать участие и в строении сложных полимеров в расплаве, что подтверждается синтезом полимеров с кремний-азотными связями (Андрианов, 1965).

На основании изложенного можно сделать вывод, что флюидный режим гранитных расплавов даже для одних и тех же массивов не остается одинаковым во времени и во многом предопределяет фазовый и химический состав будущей породы.

ГЛАВА V

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ

Процессы кристаллизации гранитоидных расплавов протекают на фоне уменьшения температуры, когда кристаллическое состояние системы становится более вероятным, чем жидкое. Для магмы определенного состава с заданными T , P , P_{H_2O} и набором летучих компонентов будут характерны свои температуры кристаллизации. Известно, что повышение P_{H_2O} существенно снижает температуру кристаллизации, еще в большей мере это относится к F . Физико-химические условия кристаллизации определяются суммой многих факторов, которые и будут рассмотрены.

Учитывая длительность процесса кристаллизации силикатных расплавов в земной коре и результаты термодинамического анализа продуктов этой кристаллизации, можно утверждать, что основная масса гранитоидов кристаллизовалась в равновесных условиях. Для этого необходим протяженный во времени режим квазитермостатирования, в условиях которого диффузионные процессы в жидкой и твердой фазах завершатся, но составы гранитоидов останутся равновесными во всем объеме расплава в течение всего периода кристаллизации. Если рассматривать расплавы как полимеризованные жидкости, то необходимо отдельно выделить этап формирования и роста полимеров, который также реализуется в равновесных условиях и протекает по механизму диффузионного выравнивания концентраций. Поскольку процесс диффузии в твердой фазе идет на несколько порядков медленнее, по сравнению с жидкой, то выравнивание концентраций компонентов между полимерами в расплаве будет происходить не только быстрее, но и с минимальными затратами энергии, так как энергия активации диффузии в расплаве во много раз меньше, чем в твердой фазе того же состава.

Силикатные расплавы в земной коре, исключая близповерхностные условия, практически кристаллизуются при

одной равновесной или термодинамической температуре кристаллизации. В близповерхностных условиях этот процесс может идти с переохлаждением расплавов. После начала кристаллизации и появления большого количества твердой фазы выделяется скрытая теплота плавления, и температура оставшейся жидкости быстро повышается до нормальной температуры кристаллизации.

Г. Фогт указывает, что возможны три пути процесса кристаллизации: 1) выделившаяся теплота кристаллизации затрачивается на расплавление всех выделившихся избыточных кристаллов и возвращение системы в состояние равновесия; 2) теплота кристаллизации одного из компонентов может вызвать кристаллизацию других компонентов с меньшей скоростью кристаллизации; 3) когда выделившаяся теплота кристаллизации будет способствовать частичному оплавлению ранее выделившихся кристаллов, появятся овоиды, вокруг которых будут развиваться каймы из второго минерала. Таким образом, могут образовываться овоиды гранитов рапакиви. В этих условиях могут быть реакционные взаимоотношения между фазами, выделившимися на стадии переохлаждения и на стадии нормальной кристаллизации.

При температуре кристаллизации ($T_{кр}$) свободные энергии расплава и твердой фазы равны: $Z_L = Z_S$ и $H - T_{кр}S_L = H_S - T_{кр}S_S$. Так как $H - H_S = L_1$, где L — скрытая теплота кристаллизации, то $L = T_{кр} \cdot \Delta S$ или $\Delta S = \frac{L}{T_{кр}}$. Если изменение энтропии считать мерой изменения степени порядка при переходе расплава в твердую породу, то ее можно рассчитать, зная $T_{кр}$ и L . Скорость кристаллизации определяется в первую очередь изменением температуры, а ΔZ кристаллизации при этом возрастает со скоростью

$$\frac{d(\Delta Z)}{dT} = -\Delta S f,$$

где $\Delta S f$ — энтропия плавления при температуре T . Принимая, что энтропия плавления не зависит от T , тогда $S_{пл} = \frac{\Delta H_{пл}}{T_{пл}}$. Следовательно, свободная энергия кристаллизации по мере снижения T ниже $T_{пл}$ будет определяться соотношением

$$\Delta Z = \Delta T \Delta S_{пл} = \Delta T \frac{\Delta H_{пл}}{T_{пл}},$$

где ΔT — уменьшение T от $T_{пл}$. Поскольку $\Delta H_{пл}$ и $T_{пл}$ практи-

чески не изменяют своих значений при заданных составах и T , P и P_{H_2O} в интервале кристаллизации, то свободная энергия кристаллизации будет зависеть от ΔT . Для силикатных расплавов теплота кристаллизации $\Delta H_{пл}$ пропорциональна $T_{пл}$; $\Delta H_{пл} = \beta RT_{пл}$, где коэффициент β однозначен для силикатов одного класса.

В условиях равновесия между расплавом и кристаллом на межфазовой границе в плоскости $P-T$ справедливо равенство Z_1 (кристалла) = Z_2 (расплав). Или при $\Delta Z = VdP - SdT$ находим

$$\Delta Z_1 = V_1 dP - S_1 dT = V_2 dP - S_2 dT,$$

преобразовав, получим

$$\frac{dP}{dT} = \frac{S_2 - S_1}{V_2 - V_1} = \frac{\Delta S}{\Delta V}.$$

Так как $\Delta S = \frac{\Delta H}{T}$, то для области существования фаз получим уравнение Клаузиуса-Клапейрона

$$\left(\frac{dP}{dT}\right)_{1,2} = \frac{\Delta H}{T\Delta V},$$

где ΔH — теплота плавления.

При кристаллизации гранитоидов могут возникнуть условия термостатирования вследствие образования оторочки из минералов расплава, закристаллизовавшихся при его переохлаждении. Процесс кристаллизации может затормозиться. Фронт между твердой породой и расплавом будет находиться в фиксированном состоянии, а для этого необходимо, чтобы твердая фаза была несколько холоднее, чем расплав. При стационарном тепловом потоке из расплава через твердую породу количество тепла, подводимое к расплаву, должно быть равно количеству тепла, отводимого от закристаллизованной части расплава, т. е. должно выполняться уравнение непрерывности $K_S \Delta T_S = K_L \Delta T_L$, где K_S и K_L — теплопроводность твердой породы и расплава; ΔT_S и ΔT_L — температурный градиент в породе и расплаве.

Фронт кристаллизации будет оставаться неподвижным, если температура на нем будет равна температуре кристаллизации ($T_{кр}$), т. е. температуре, при которой расплав и твердая порода будут находиться в состоянии равновесия, так как скорости роста и растворения возникающих фаз будут равны. Для того, чтобы фронт кристаллизации начал продвигаться, необходимо хотя бы незначительное переохлаждение расплава.

При перемещении фронта кристаллизации с некоторой постоянной скоростью количество тепла, отведенное от фронта в твердую породу, равно суммарному количеству тепла, подведенному к фронту из жидкости и выделившемуся в виде скрытой теплоты кристаллизации (плавления), т. е. $K_S \Delta T_S = K_L \Delta T_L + L_V R A$, где K_S , K_L и ΔT_S , ΔT_L те же, что и в предыдущем уравнении, а R — скорость перемещения фронта кристаллизации; A — площадь поперечного сечения единицы поверхности (Вайнгард, 1967). Из уравнения непрерывности следует, что скорость отвода тепла от твердой породы определяет скорость продвижения фронта кристаллизации в расплаве. В условиях термостатирования расплав будет долгое время находиться в предкристаллизационном состоянии.

Учитывая физическую анизотропию пород, в которых кристаллизуется тот или иной массив, можно ожидать реализацию нескольких механизмов кристаллизации, определяемых тепловым режимом системы расплав—порода. Если перед фронтом кристаллизации расплав находится в условиях переохлаждения и имеет температуру ниже равновесной температуры кристаллизации, то при неровном характере контактов и наличии выступов на их острие кристаллизация будет идти быстрее. Выделившаяся при этом теплота кристаллизации уменьшит переохлаждение в районе такого выступа, а это может привести к превращению его в иглу и уменьшению скорости кристаллизации в прилегающих участках. В результате этих процессов на игле образуются ветви и формируется сложный ветвящийся фронт кристаллизации, подобный таковому при кристаллизации металлов (Вайнгард, 1967). Фронт кристаллизации невозможно представить в виде сплошной стены продвижения твердой породы в глубь магматической камеры: между участками закристаллизовавшихся пород будут находиться участки расплава (рис. 18, а). При снижении температуры характер кристаллизации необратимый, поэтому следует ожидать, что в этих условиях могут сформироваться массивы, сложенные неравномерно-зернистыми породами, в которых будут перемежаться участки пород одного и того же состава, но разной степени кристалличности и размерности зерен. Более того, некоторые порции расплава, отделенные при кристаллизации от всей магматической камеры, будут вести себя как самостоятельное магматическое тело со своими параметрами существования. С ранее закристаллизованными породами они будут иметь секущие «интрузивные» взаимоотношения, что создает иллюзию наличия отдельной фазы магматической активности и внедрения новой порции расплава, хотя тонкие геохимические и петрологические исследования устанавливают идентичность

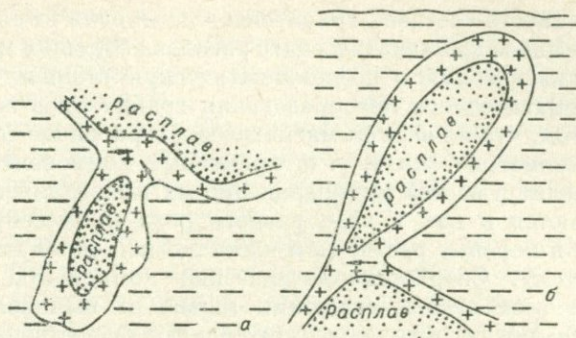


Рис. 18. Варианты консервации гранитоидного расплава при неравномерном характере кристаллизации.

этих пород. Подобные явления могут происходить и в вертикальном разрезе, когда на выступе вмещающих пород у основания гранитного штока скорость кристаллизации будет больше, чем у плоской стенки, что может вызвать «пережимание» подводящего канала и изоляцию массы расплава в штоке от главного магматического тела (см. рис. 18, б). При этом сохранность расплава в верхней части камеры может предопределяться частичным снижением общего давления и возрастанием P_{H_2O} . Поскольку $P-T$ условия остаточных порций расплавов будут отличаться от остальной массы, то в них можно ожидать и некоторые отклонения в поведении ряда компонентов и эволюции минералов, конечно, в том случае, если эта разница была существенна.

Таким образом, если расплав кристаллизуется в условиях термостатирования и температурный градиент в нем положительный при направленном тепловом потоке, то фронт кристаллизации будет плоским и продукты кристаллизации образуют равномерно-зернистую структуру (гипидиоморфно-зернистая структура гранита). При отсутствии термостатирования и отрицательном температурном градиенте в расплаве фронт кристаллизации будет неровным с развитием сплошного древоподобного рисунка кристаллизации расплава.

Вопросы динамики и энергетики кристаллизации силикатных расплавов изучены весьма слабо. Только в работе А. Винтера (Winter, 1960), посвященной энергетическому балансу стекловидного и кристаллического затвердевания, было показано, что во время медленной кристаллизации расплава тепло выделяется до температуры (T_K) примерно равной $2/3$ температуры его плавления ($T_{пл}$).

Изменчивость составов гранитоидов по многим компонентам, процессы выноса из магматического расплава больших масс вещества в магматическую и послемагматическую стадию, процессы автометасоматического преобразования гранитоидов свидетельствуют о том, что во всяком магматическом расплаве есть набор «сверхстехиометрических», т. е. примесных компонентов, которые не входят в состав минералов при их кристаллизации или накапливаются в них в виде разного рода примесей, или же переходят в поровые растворы и частично покидают магматическую систему. Сверхстехиометрические компоненты присутствуют на всех этапах эволюции магмы от выплавления до кристаллизации, и даже после этого играют существенную роль в расплавах. На стадии расплава они мигрируют по межкластерным разупорядочным зонам и частично участвуют в обменных реакциях между полимерами (минералами) в расплаве. В своих работах Д. С. Коржинский указал, что это компоненты сквозьмагматических растворов магматических систем. При кристаллизации сверхстехиометрические компоненты или накапливаются в остаточном расплаве, или мигрируют за пределы магматической камеры, что будет рассмотрено ниже.

На основании экспериментов Н. Ф. Челищев (1970) приходит к выводу о том, что при формировании гранитоидов суммарная концентрация щелочей может значительно (вероятно, не более чем на 30—35%. — Ф. Л.) превосходить стехиометрические соотношения их с Al и Si в силикатах. С этим предположением следует согласиться, за исключением, пожалуй, представления о весьма значительных концентрациях щелочей. Очевидно, в этом случае щелочи являются сверхстехиометрическими компонентами по отношению к будущей породе и выделяются из нее на стадии полимеризации и последующей кристаллизации. Доказательством тому являются широкие ореолы калиевого или реже натриевого метасоматоза во вмещающих массивы щелочных гранитоидов алюмосиликатных породах. В большинстве случаев это процессы калишпатизации, которые имеют площадное развитие и выражаются или в $K_{пш} \rightarrow Pl$, или же в развитии зон порфиробластеза в этих породах. Иногда эти процессы носят сопряженный характер.

Миграция вещества в кристаллизующейся магме нельзя уподоблять диффузии отдельных ионов или газоводных пузырьков в гомогенном силикатном расплаве. На стадии полимеризации в расплаве возникают кластерные полимерные постройки, между которыми размещаются зоны деструктурирования (межкластерные зоны), характеризующиеся резко пониженной вязкостью. По ним и происходит миграция сверхстехиометрических компонентов. Процесс кристаллизации еще

более увеличивает проводимость этих зон, так как над растущими кристаллами возникают кристаллизационные потоки (КП). Они играют роль своеобразных «насосов», способствующих транспортировке вещества через кристаллизующуюся магму (Кузьмин, 1968). Постоянное обогащение межкластерных зон водой и сверхстехиометрическими компонентами должно снижать их вязкость и повышать скорость миграции сверхстехиометрических компонентов.

При резком увеличении содержания сверхстехиометрических K , Na и Li в кислом расплаве происходит разрушение единой каркасной сетки на отдельные кластеры, окруженные зонами, обогащенными сверхстехиометрическими катионами, водой, F , Cl , CO_2 и т. д. Они являются зонами повышенной проводимости, мигрирующих через расплав компонентов. При этом, согласно экспериментальным данным (Есин, 1956), резко снижается вязкость расплавов, что благоприятствует массопереносу через расплав и его более тонкой дифференциации, в том числе и расслоению.

Вблизи $T_{кр}$ степень упорядочивания расплава достигает состояния, близкого к будущей твердой породе. На этой стадии должно происходить скопление в межполимерных пространствах всех сверхстехиометрических компонентов системы. Зоны разупорядочивания, обволакивающие крупные полимерные постройки (кластеры), являются путями миграции воды, тазов и сверхстехиометрических ионов. А. Убеллоде (1969) считает, что в поликристаллической среде границы между зернами характеризуются большой плотностью дефектов. Расплав более разупорядочен, чем кристалл, поэтому можно ожидать, что переход в жидкое состояние более вероятен вдоль поверхности зерен и будет происходить легче при температуре более низкой, чем $T_{пл}$ всей массы упорядоченного кристаллического материала. Эффект понижения $T_{пл}$ на границах зерен может иметь значение при кристаллизации пород, когда на завершающей стадии кристаллизации вдоль границы зерен минералов будет долгое время существовать тонкая пленка расплава с минимальными $T_{пл}$ (по сравнению со всеми остальными фазами системы). Это тем более вероятно, так как к концу процесса кристаллизации накапливаются сверхстехиометрические соединения, которые также понижают $T_{пл}$ оставшегося «межгранулярного» расплава, обогащенного водой и летучими. Следы этого явления можно наблюдать в шлифах, когда на стыках кристаллов образуются скопления мельчайших включений аксессуарных минералов, пелитоморфные выделения, каймы альбита вокруг кристаллов плагиоклаза, микропегматитовые структуры на периферии зерен $Kш$ и Pl и т. д.

Механизм накопления сверхстехиометрических соединений на периферии кристаллизующихся минералов состоит в следующем. Во всяком магматическом расплаве имеется определенное количество сверхстехиометрических примесных ионов, растворимых в расплаве и малорастворимых в твердых фазах. При кристаллизации в условиях градиента температур эти примеси «отталкиваются» кристаллом и накапливаются на границах зерен. Накопление примесей в остаточном расплаве понижает их $T_{пл}$, поскольку свободная энергия жидкой фазы в присутствии второго компонента снижается. В магматических породах (в микромасштабе) это явление приводит к длительному существованию в почти раскристаллизованной породе тонких пленок расплава, обволакивающих зерна соответствующих минералов. Естественно, что если порода сложена минералами с резко различными температурами кристаллизации, такие пленки расплава могут существовать лишь вокруг кристаллов с минимальными температурами плавления. Межзерновые пленки расплава являются теми путями, по которым происходит миграция сверхстехиометрических компонентов расплава, а также компонентов, поступающих извне. То есть, пока существуют околозерновые пленки остаточного расплава, проницаемость такой породы для растворов, газов и других соединений исключительно высока и резко снижается при ее полной кристаллизации. Существование такого механизма подтверждается низкой энергией активации для миграции атомов или молекул по границам зерен в подобных условиях (Убеллоде, 1969). При формировании расплавов в условиях насыщения водой или каким-либо газом в них должны появиться газоводные пузырьки. Силикатный расплав, стремясь к минимуму свободной энергии, будет избавляться от примесных ионов. Поэтому образование газовых или водных пузырей эквивалентно появлению свободного объема, в который будут «сбрасываться» все рудные и избыточные против котектики компоненты. Согласно Л. Н. Овчинникову (1967), это ранний этап формирования будущих гидротермальных систем. Данный вывод находит подтверждение в наших экспериментах, когда при температуре 1000°C и давлении $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$, равным 3000 атм, в расплаве «рудного» гранита (предварительно обогащенного до 1% рудными элементами) наблюдалась преимущественная концентрация Cu, Zn, Pb, Nb, Be и др. в газоводных пузырьках в расплаве. Проблема потенциальной рудоносности гранита — это прежде всего проблема водогазонасыщенности исходного расплава, когда в нем в газоводных пузырьках и частично в межкластерных и межминеральных зонах будут накапливаться будущие составляющие рудоносной гидротермальной системы.

ПОВЕДЕНИЕ СВЕРХСТЕХИОМЕТРИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ В РАСПЛАВАХ

Термодинамический анализ поведения примесных элементов в силикатных расплавах был достаточно полно выполнен И. Д. Рябчиковым (1965). Основное внимание он уделил изоморфным примесям в силикатах, методам термодинамического вычисления коэффициентов их распределения и т. д. Здесь будет рассмотрена кинетическая сторона процесса, который идет в объеме кристаллизующегося гранитного массива.

Прежде чем перейти к физико-химическому описанию процесса распределения примесей между расплавом и твердой породой, необходимо четко определить условия кристаллизации. При кристаллизации силикатных расплавов коэффициент распределения воды, летучих и других примесей не будет постоянной величиной, поскольку для гранитной системы, например, линии ликвидуса и солидуса в координатах $T - P_{H_2O}$ не являются прямыми. Коэффициент распределения (K) воды и летучих веществ между расплавом и породой будет меньше 1, так как растворимость их в расплаве будет выше, чем в породе. Примесные редкие и рассеянные элементы в расплаве обычно связаны с ионами воды и летучих, поэтому в определенной мере это обстоятельство должно быть справедливо и для значительной их части.

Доказательством того, что в кислых расплавах для основной части примесных ионов $K \neq 1$ является однонаправленный процесс увеличения концентрации многих из них от более ранних к поздним продуктам кристаллизации. В противном случае кристаллизационной дифференциации могло и не быть, и содержание примесных ионов в породах всех фаз было бы одинаковым.

Несомненно, что растворимость воды, газов и многих других соединений в расплаве выше, чем в твердой породе, выкристаллизовавшейся из него. Различная концентрация примеси в твердой и жидкой фазах вызывает накопление примеси в расплаве перед фронтом кристаллизации, что способствует возникновению и непрерывному росту градиента концентраций. Благодаря этому обстоятельству перед фронтом кристаллизации по мере увеличения концентрации примеси температура кристаллизации должна постепенно снижаться. В итоге конечный расплав должен характеризоваться минимальными температурами кристаллизации и обогащением водой, летучими и примесными компонентами. Поэтому весь ход процесса может иметь прерывно-непрерывный характер. Так, по мере накопления примесей

перед фронтом кристаллизации может наступить такой момент, когда состав расплава изменится настолько, что температура его кристаллизации станет ниже температуры переохлаждения существующей в расплаве, продвижение фронта кристаллизации прекратится.

Последующая после перерыва кристаллизация будет идти при иных $P-T$ условиях с образованием породы отличной структуры, что создает впечатление четкого интрузивного («секущего») контакта между двумя разностями пород довольно близкого состава. Большая часть примесей все время будет отодвигаться фронтом кристаллизации, а меньшая накапливаться в породе. Такой процесс может создать картину постепенного увеличения примесных соединений от периферии к центру массива, но эта разница может оказаться и несущественной. Более вероятен случай образования низкоплавкого силикатного расплава, аномально обогащенного водой, летучими и редкими металлами, который может явиться основой для формирования пегматитов и магматических апогранитов.

Рассмотренный механизм кристаллизации подтверждается присутствием в составе массива гранитоидов продуктов нескольких «фаз» гранитоидов, близких по составу, но отличающихся содержанием редких элементов, степенью проявления автометасоматических процессов, наличием целого ряда типоморфных аксессуариев и, наконец, преобладающей рудоносностью более поздних образований. Таким образом, по совокупности перечисленных признаков можно выделить тип массивов, кристаллизующихся по прерывно-непрерывному механизму кристаллизации, обусловленному явлениями концентрационного переохлаждения.

В раскристаллизованном граните развивается система пор и микротрещин. Поэтому возможен такой механизм кристаллизации, когда вода и летучие из предкристаллизационного фронта будут мигрировать в твердую породу и производить автометасоматическое изменение. Такие условия могут реализоваться при сохранении соотношения, когда $\frac{dI}{d\tau} < \frac{dx}{d\tau}$, где I — скорость продвижения фронта кристаллизации; x — скорость диффузии компонентов из расплава в породу. Если концентрация сверхстехиометрических компонентов в расплаве будет высока, то это может привести к довольно интенсивному автометасоматическому преобразованию породы во времени, сопряженному с процессами ее кристаллизации. Наиболее полно этот случай может реализоваться при кристаллизации сравнительно маломощных (несколько сот метров) наклонно залегающих тел гранитоидов трещинного типа, когда в ходе кристаллизации

от висячего к лежащему боку одновременно происходит автотасоматическое изменение пород висячего бока, которое угасает к его подошве. Такой же характер имеет, возможно, и процесс метасоматического преобразования апикальных частей массивов небольшого размера.

Несомненно, что описанный механизм кристаллизации реализуется только в том случае, если все процессы миграции вещества в расплаве пойдут вследствие диффузии и будут лимитироваться скоростью отвода примесей от фронта кристаллизации в глубь магматической камеры, диффузией их в твердую породу и степенью захвата примесей кристаллизующимися фазами. Скорость диффузии примесей от фронта кристаллизации в расплав определяется коэффициентом диффузии D , а захват примеси кристаллизующимися фазами — скоростью продвижения фронта кристаллизации R . Согласно У. Вайнгарду (1967), количество примеси, подводимой в результате диффузии к единице поверхности, находящейся на расстоянии X от фронта кристаллизации, равно $D(dc/dx)x$, а диффундирующей в глубь расплава от поверхности, находящейся на расстоянии $x+dx$, равно $D(dc/dx)x+dx$. Итоговый диффузионный поток будет определяться соотношением $D(d^2c/dx^2)$, а поток вещества из этого же объема, определяемый процессом кристаллизации, равен $R(dc/dx)$. Для стационарного режима

$$D \left(\frac{d^2c}{dx^2} \right) + R \left(\frac{dc}{dx} \right) = 0.$$

Решая это уравнение, получим

$$C_I = C_0 \left(1 + \frac{1+K_0}{K_0} l - \frac{R}{D} x \right),$$

где C_I — концентрация примеси в точке X ; C_0 — исходная концентрация примеси в расплаве; K_0 — коэффициент распределения примеси; R — скорость перемещения фронта кристаллизации; D — коэффициент диффузии примеси расплава; x — расстояние от выбранной точки в расплаве до фронта кристаллизации.

Повышение концентрации примесей перед фронтом кристаллизации, как уже указывалось, может понизить температуру кристаллизации этой части расплава. Это своеобразное переохлаждение, называемое концентрационным (Вайнгард, 1967), может быть ликвидировано, если градиент температуры в расплаве будет равным или (большим) градиенту температуры

ликвидуса у фронта кристаллизации, т. е. когда будет выполнено соотношение

$$\frac{G_L}{R} \geq \frac{mC_0}{D} \left(\frac{1-K_0}{K_0} \right).$$

Увеличение в магме концентрации K, Na, Li, Rb, Cs, H₂O, F, B сверх какого-то «стехиометрического» состава равносильно снижению температуры кристаллизации расплава, поскольку ведет к его деполимеризации и росту доли высокодиссоциированных соединений перед полимерами — расширению «межкластерных» областей. Наоборот, удаление из расплава этих компонентов будет способствовать его быстрой кристаллизации.

Чем выше степень деполимеризации и доля разупорядоченного расплава по сравнению с полимерными кластерами, тем в большей мере повышается его «емкость» со всякого рода сверхстехиометрическим примесным компонентом. Расплавы, аномально обогащенные щелочами, H₂O, F, B, Cl и т. д., являются в достаточной мере деполимеризованными (разупорядоченными), способными нести большие количества рудных компонентов и потому «потенциально рудоносны». При понижении температуры и начале кристаллизации, вследствие уменьшения доли разупорядоченной части расплава, будет идти процесс обособления сверхстехиометрических компонентов в виде остаточного расплава, обогащенного ими, или они будут мигрировать за пределы магматической системы, производя соответствующие метасоматические преобразования вмещающих пород.

При кристаллизации силикатных расплавов растворимость примесей в жидкой фазе больше, чем в твердой. Процесс роста кристаллов будет сопровождаться отжатию примесных ионов; в итоге вокруг кристалла возникнет зона обогащения примесями. Так, кварц, кристаллизующийся последним и обволакивающий зерна полевых шпатов и темноцветных минералов, должен обогащаться примесными ионами и в первую очередь водой и летучими. При β — α переходе и уменьшении объема кварца эти примеси будут или переходить в образующиеся поры, или покидать пределы системы в составе сквозьмагматического раствора. Поэтому кварц, образующийся при температуре $> 570^\circ$ и испытывающий β — α переход, беден примесями, а α -кварц, не испытавший такого перехода, содержит их в значительно больших количествах. Как правило, это кварц гидротермальных месторождений.

Кристаллизация расплавов может протекать по-разному. В спокойной тектонической обстановке и в условиях, близких к термостатированным, при изотропном характере вмещающей среды, кристаллизация может сопровождаться только диффу-

зией. Это, видимо, исключительно редко реализуемый случай. Более вероятной следует считать кристаллизацию, при которой перераспределение вещества в объеме расплава осуществляется не только в результате диффузии, но и при частичном перемешивании за счет конвективных токов в магме. Учитывая плотность силикатных расплавов, их высокую вязкость и анизотропию свойств, трудно предположить эволюцию магматического очага при полном перемешивании расплава. Данные экспериментов показывают (Вайнгард, 1967), что распределение концентрации примеси вдоль фронта кристаллизации будет зависеть от условий кристаллизации. Если взять сечение гранитоидного массива на какой-то определенной глубине в изотропной среде, то в зависимости от характера его кристаллизации распределение примесей будет иметь неодинаковый характер (рис. 19). Особенность этого процесса в том, что, несмотря на различие механизмов кристаллизации, примеси будут накапливаться преимущественно в центральной части магматической камеры. Скорость диффузии в расплаве примесей будет больше продвижения скорости фронта кристаллизации. Осуществление таких условий зависит от факторов, определяемых формой массива, глубиной его становления, характером температурного поля и, что особенно важно, наличием условий термостатирования. На рис. 19 приведен график, иллюстрирующий распределение примесей в массиве гранитоидов в зависимости от механизма кристаллизации расплава. Здесь же даны примеры кристаллизации массивов в различных геологических условиях с учетом описываемого явления. В рассматриваемом случае примеси накапливаются в центральной

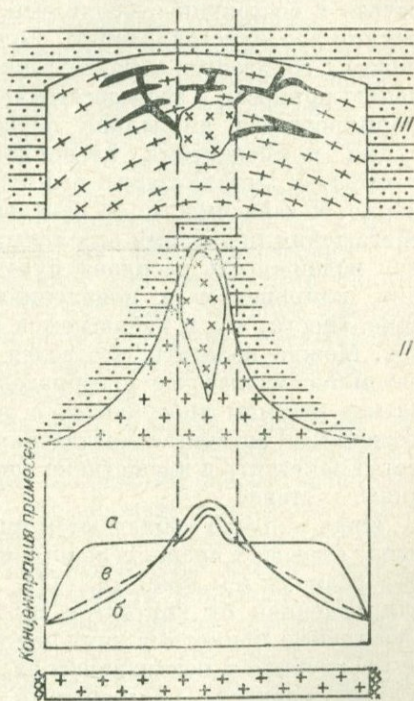


Рис. 19. Распределение примесных компонентов в кристаллизующемся гранитном расплаве.

I: а — при диффузии, б — при конвекции, в — диффузия и конвекция; II — термостатированный гранитный шток, играющий роль флюидопроводника; III — фрагмент бывшего гнейсового купола с пологой кровлей, пример кристаллизационной дифференциации.

части массива (это идеальное совпадение конфигурации массива и теплового поля интрузива), поэтому возможны два варианта.

Один из них (см. рис. 19, II) реализуется при штокообразной форме интрузива, являющегося сателлитом более крупного тела на глубине. Несомненно, что такой шток кристаллизуется в условиях термостатирования, так как по всей его длине существует градиент температур, который будет частично устраняться за счет теплового потока из более глубоких частей массива. К тому же такой шток, согласно Г. Л. Пospelову, представляет собой идеальный флюидопроводник. В условиях медленного остывания примеси должны обогатить центральную — близосевую — часть, в которой расплав долгое время будет поддерживаться в состоянии субсолидуса, и еще более понизить температуру его кристаллизации. Если учесть, что кристаллизация нижних горизонтов массива также будет способствовать накоплению примесей в этом остаточном расплаве, то в итоге должен формироваться аномально обогащенный сверхстехиометрическими компонентами легкоплавкий расплав апогранитного состава. Кристаллизация его будет протекать крайне неравномерно, в зависимости от изменения теплового поля и степени обогащения примесями отдельных его частей. Более того, высокая подвижность расплава будет способствовать дифференциации компонентов и появлению своеобразной геохимической зональности, что и наблюдается во многих массивах апогранитов. Можно полагать, что вслед за кристаллизацией наступит автометасоматическое преобразование породы. Будут формироваться массивы апогранитов с зональностью, осложненной наложенными автометасоматическими преобразованиями, которые могут захватить и вмещающие апограниты гранитоиды и породы иного состава.

Иная картина наблюдается при эволюции массивов гранитоидов, имеющих сравнительно ровную поверхность и значительные размеры (см. рис. 19, III). Равномерная кристаллизация, направленная от контактов интрузии к ее центру, отжимает избыточные примесные компоненты в этом направлении. В итоге на глубине в центральной части массива формируется остаточный расплав, обогащенный летучими. Такой механизм эволюции массивов гранитоидов был в свое время предложен А. Е. Ферсманом и он вполне правомерен с позиции представлений о роли кристаллизационной концентрации примесей в остаточных расплавах. Судьба этого расплава бывает различной. Уменьшение объема, сопровождающее кристаллизацию, обуславливает повышение давления в центральной части массива и частичное выдавливание расплава по системе контракци-

онных трещин. Таким путем возникают многочисленные жилы пегматитов и пегматит-аплитов, содержащих в своем составе большое количество аксессуариев, редких элементов, подверженных значительным автометасоматическим преобразованиям, сопряженным непосредственно с кристаллизацией этих жильных фаций. Если остаточный расплав закристаллизуется на месте, то это может выразиться в образовании тела аплит-пегматитов или гранитоидов, обогащенных примесными компонентами, подверженных автометасоматическим преобразованиям. При медленной кристаллизации массивов гранитоидов, когда скорость диффузии примесей будет сопоставлена с продвижением фронта кристаллизации, вся масса примесных компонентов может рассеяться в объеме расплава, что и происходит при кристаллизации массивов в глубинных условиях.

Процесс кристаллизации, протекающий с уменьшением объема, должен увеличивать общее давление в остаточных порциях расплава (Заварицкий, Соболев, 1961). Если такое давление достигнет какого-то критического предела, то оно вызовет «отжатие» части воды и газов из расплава и его спонтанную кристаллизацию. Таким путем, вероятно, формируются мелкозернистые гранитоиды последних фаз интрузивной деятельности, вокруг которых гранитоиды подвержены автометасоматическим преобразованиям. Решающим фактором для реализации такого механизма будет тот, который окажет более сильное влияние на ход кристаллизации: концентрация примесей, понижающая температуру плавления, или кристаллизационное давление окружающих гранитоидов, повышающее ее.

Если кристаллизация гранитного массива протекает по диффузионному механизму, то вследствие концентрационного переохлаждения на фронте кристаллизации могут возникать зоны, обогащенные примесями. Это понизит температуру кристаллизации расплава в пределах фронта. При длительном перерыве может образоваться четкий «секущий» контакт между двумя отличными по степени зернистости породами близкого состава. По всей вероятности, в большинстве случаев так и формируются отдельные разновидности гранитоидов, именуемые затем «фазами интрузивной деятельности». Такой механизм кристаллизации не отрицает и действительно интрузивных взаимоотношений, тем более, что в рассматриваемом случае может иметь место внедрение расплава в уже закристаллизованную часть породы, когда все атрибуты интрузивного воздействия будут налицо.

В субвулканических или сугубо гипабиссальных условиях в конце кристаллизации, когда объем остаточного расплава будет мал, концентрация в нем примесей может многократно

повыситься. В связи с этим образуются легкоплавкие эффузивные или гиабиссальные тела с очень высокими концентрациями рудных и летучих компонентов на фоне монотонно однообразных по своей геохимической характеристике пород сходного состава. К образованиям такого типа относится массив кварцевых порфиров Шок-Карагай на Кокчетавской глыбе и здесь же тела фельзит-порфиров в Еленовском массиве граносиенитов (Летников, 1969; Коваленко, Кузьмин, Летников, 1970).

Если перед фронтом кристаллизации существует зона, обогащенная примесями, то неизбежно возникнет градиент концентраций между твердой породой и зоной, с одной стороны, и расплавом — с другой. Градиент между зоной и твердой породой в отношении примесей будут больше, поэтому и диффузия в этом направлении должна быть более интенсивной. Следовательно, при медленной кристаллизации наклонно залегающего тела гранитоидов или небольшого штока и наличии концентрационного фронта могут появиться условия, когда одновременно с кристаллизацией, увеличивающей концентрации примесей, перед ее фронтом будет идти интенсивная диффузия многих примесных ионов в уже твердую породу. В первую очередь это будет вода, газы, а затем щелочи и другие примесные компоненты, т. е. на границе расплав — порода будут реализоваться осмотические условия, когда порода будет непроницаема для расплава, но не для воды, газов и связанных с ними примесных ионов.

При этом должны протекать интенсивные процессы автотасоматического преобразования породы, сопряженные с процессом кристаллизации расплава. Эти процессы будут затухать с глубиной, так как по мере продвижения фронта кристаллизации в глубь магматической камеры скорость его продвижения замедлится, а это вызовет одновременное снижение количества примесей в концентрационном слое и снижение градиента в системе расплав — порода. Но на интенсивность автотасоматического воздействия на породу, вероятно, большее влияние оказывают всевозможные экраны и покрывки, способствующие накоплению флюидов в породе и, вследствие этого, ее интенсивному преобразованию.

В идеальном случае весь ход кристаллизации гранитоидного расплава можно представить следующим образом:

- 1) кристаллизация магмы с отжатием большей части примесных компонентов, воды и газов к центральной части массива. В случае прерывистости этого процесса образуются разности, близкие по составу, но отличные по структуре и содержанию примесных компонентов;

2) образование в центральной части массива (при совпадении теплового поля с конфигурацией массива) остаточного расплава с минимальными температурами плавления, аномально обогащенного водой, галоидами и иными примесными компонентами. Возможно частичное расслоение такого расплава с обособлением флюидной фазы от силикатного остатка;

3) возрастание давления в остаточном расплаве в результате кристаллизации окружающих гранитов, что приводит к его кристаллизации, «выжиманию» части флюида в окружающие породы и широкому аутометасоматическому преобразованию кристаллизующихся магм и окружающих пород. На этом же этапе могут формироваться и рудоносные гидротермальные системы, если имеются благоприятные тектонические структуры, способствующие их концентрированию.

ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Силикатные расплавы, как и другие системы, эволюционируя в условиях земной коры, стремятся в каждом конкретном случае к минимуму свободной энергии. Из всего сочетания анионов и катионов, имеющих в магме, возникают такие комбинации, свободная энергия которых в ряду им подобных минимальна. Это обстоятельство, наряду с другими, приводит к удивительному единообразию состава пород определенного петрохимического класса.

Гранитоидный расплав представляет систему с заданным балансом масс. Порядок кристаллизации минералов в нем определяется значением их изобарных потенциалов (Летников, 1965), если только весь ход кристаллизации не будет осложнен кислотно-основным взаимодействием компонентов (Коржинский, 1959). Так, Н. Ф. Челищевым (1970) было установлено, что с возрастанием избытка щелочей (сверхстехиометрические компоненты в нашей интерпретации) значительно снижается температура начала кристаллизации гранитного расплава, причем больше всего снижается температура кристаллизации Кв. При 12% Na_2O (что, конечно, следует признать нереальным для природных условий) температура эвтектики $\text{Кшш} + \text{Кв}$ снижается до 600°C и смещается в сторону Кв. Поэтому из расплава с избытком натрия вместо $\text{Кшш} - \text{Кв}$ эвтектики начинает кристаллизоваться один Кшш. Подобная схема в природе реализуется при кристаллизации дифференцированных пегматитов.

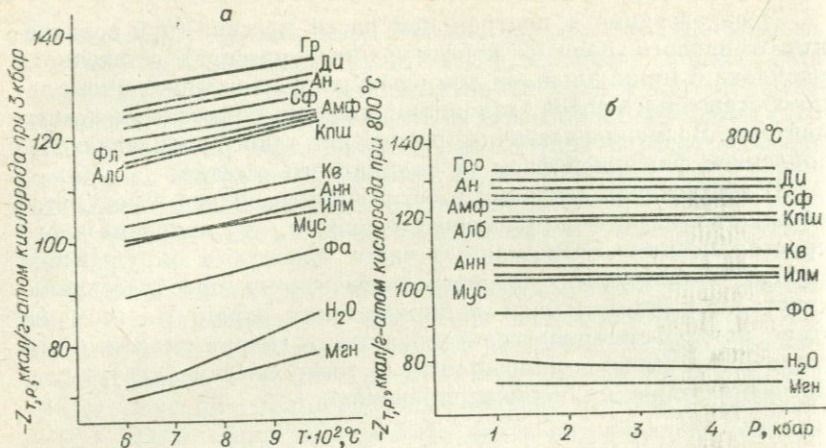


Рис. 20. Зависимость функции $Z_{T,P}$ для минералов от температуры (а) и давления (б).

Рассмотрим порядок возникновения (а возможно и кристаллизации) отдельных минералов в гранитоидных расплавах в координатах $Z_T - T$ и $Z_T - P$ (рис. 20). В обоих случаях использована функция

$$Z_{T,P} = [\Delta Z_{f_{203}}] + (Z_{f_{203}} - Z_T) + (Z_{P=1} - Z_P),$$

которая учитывает одновременно изменение температуры и давления. Результаты табулированы с шагом через 25° и 1 кбар (Карпов, Киселев, Летников, 1971). Из графиков видно, что в изотермических условиях (в нашем случае при 800°C) при изменении общего давления от 1 до 5 кбар порядок образования минералов не меняется и приращение функции $Z_{T,P}$ незначительно.

Неизменным остается этот ряд и при изобарических условиях (в данном случае $P=3$ кбар) с изменением температуры от 600 до 1000°C , т. е. в диапазоне 1—5 кбар и $600-1000^\circ$ получаем следующий ряд: гранат — пироксен — анортит — сфен — амфибол — флогопит (биотит?) — калиевый полевой шпат — альбит — кварц — аннит — ильменит — мусковит — фаялит — вода — магнетит. Мы не располагаем значениями ΔZ для Би, поэтому в данном ряду он будет находиться между флогопитом и аннитом. В координатах $Z-T$ характерно пересечение линий Илм и Мус в районе 725° при 3 кбар, когда выше этой температуры вероятен Илм, а ниже Мус.

Вместе с тем этот ряд нельзя строго считать кристаллизационным. В общем виде он определяет порядок образования соответствующих полимеров (миналов) без учета линейной скорости кристаллизации (ЛСК) этих минералов, так как ЛСК не связана функционально со значением $Z_{T,P}$. Поэтому, если у пльменита и магнетита ЛСК выше, чем у кварца, то они, образовавшись позже, будут обладать более совершенной огранкой, и процесс их кристаллизации завершится быстрее, чем создастся ложное впечатление об их более раннем возникновении.

Для понимания путей эволюции гранитных расплавов важное значение имеет статья Р. Джанса и К. Бурнхема (Jahns, Burnham, 1969), посвященная генезису пегматитов. В ней выполнен анализ поведения воды в гранитных системах. Авторы установили взаимосвязь между степенью затвердевания гранитной магмы, в результате ее охлаждения, и содержанием воды в остаточном расплаве (рис. 21). Величина насыщения, определяемая в 11,2 вес. % воды, установлена экспериментально для пегматитового расплава при температуре ликвидуса, давлении 5 кбар. Она мало отличается от аналогичных значений для других расплавов гранитного состава при соответствующих $P - T$ условиях. Избыточная водная фаза сначала выделяется на субмикроскопическом уровне и частично в виде промежуточного водносиликатного флюида, а затем образуется объемная фаза в составе маленьких пузырьков, равномерно распределенных по всему объему расплава. Миграция вещества в объеме этих пузырьков по вектору градиентов температуры и давления будет проходить намного быстрее, чем в относительно вязком расплаве. При благоприятных условиях, среди которых длительность процесса является одним из важнейших факторов, миграция флюида в составе пузырьков может приобрести стационарный характер и обогащать флюидом верхние части магматических систем.

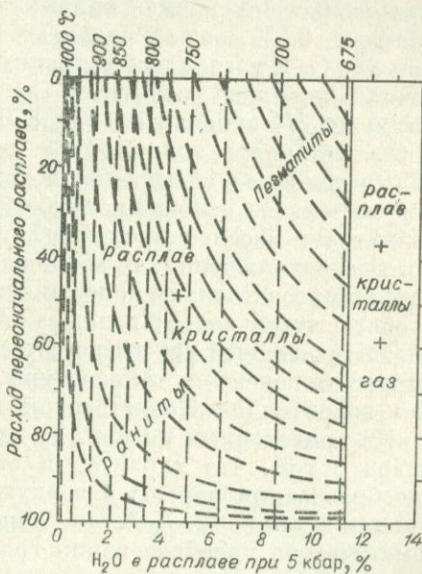


Рис. 21. Схема эволюции гранитных расплавов при $P=5000$ бар.

На рис. 21 каждая кривая представляет гипотетическую магму с первоначальным количеством растворенной воды, указанным на нижней оси; направление кривой вниз, вправо фиксирует увеличение количества растворенной воды в остающемся после начала кристаллизации расплаве. Нижний конец каждой кривой указывает на количество закристаллизованного расплава, который представлен твердыми фазами к моменту насыщения водой остаточного расплава. График построен при следующих ограничениях: кристаллизация начинается сразу же с падением температуры, т. е. магма не перегревается и протекает при давлении в 5 кбар; давление постоянно для всех составляющих систем и поэтому нет «осмотической» потери воды; все образующиеся фазы безводны; магмы имеют безводные составляющие, отвечающие низкотемпературной зоне ликвидуса в системе Акб—Орт—Кв—Н₂О.

Эти ограничения довольно жестки. В гранитной системе всегда в какой-то мере присутствует Би, Мус и Ро, в которых имеется вода, поэтому полученные закономерности сохраняют свою силу для гранитоидных составов и необходимые коррективы несущественны. Связывание части воды в виде ОН-группы в слюдах и других минералах замедлит насыщение остаточной магмы водой до более поздних стадий кристаллизации, что аналогично опусканию кривых на рис. 21. Если гранитная магма с 0,5% воды в расплаве начинает кристаллизоваться при 950°C в названных условиях, то содержание воды в остаточном расплаве повысится до 2%, когда кристаллизация почти на 3/4 закончится при 860°C, до 5% воды при 750°C, когда останется только 10% остаточного расплава, и при 675° в условиях насыщения водой останется 5% первоначальной магмы. Из изложенного следует, что если кристаллизация гранитного массива происходит по механизму концентрационного переохлаждения, то все последующие порции магмы будут характеризоваться все более низкими температурами ликвидуса и обогащаться водой; в ходе кристаллизации гранитного расплава газоводный режим не остается неизменным, а эволюционирует с падением температуры, что и было показано нами для гранитоидов Кокчетавской глыбы (Летников, 1969).

Из приведенных на рис. 21 данных следует весьма важный вывод о том, что характер и степень автотомасоматического преобразования породы в первую очередь определяется содержанием в ней воды. Действительно, если считать, что автотомасоматические преобразования гранитов могут начаться только лишь при появлении в достаточном количестве флюидной фазы, то для гранита с содержанием воды ~1% свободная вода появится в расплаве только тогда, когда ~90% породы будет

закристаллизовано, что, естественно, сузит фронт и масштабы автometасоматического преобразования в объеме или вокруг остаточного расплава. В случае кристаллизации гранита с 6% H_2O свободная вода появится в расплаве при ~50% закристаллизованного расплава и будет нарастать в остаточном расплаве. Несомненно, что это вызовет широкое развитие автometасоматических процессов в кристаллизующемся расплаве и в его первичных порциях. В магмах с 8—10% воды при температуре 700—675°C (см. рис. 21) выделение H_2O в свободную фазу начнется с первых моментов кристаллизации, поэтому в продуктах ее кристаллизации — магматических аногранитах и пегматитах — очень трудно провести грань между магматическими и автometасоматическими процессами, так как они протекают сопряженно. Выявленная зависимость окажет существенное влияние на процесс формирования гидротермальных систем, связанных с гранитоидами, и в итоге на их рудоносность.

Рассмотрим этот вопрос детально. Необходимо различать две принципиально различных ветви развития гранитоидных магм в зависимости от содержания в них воды.

Если расплав кристаллизуется в условиях недонасыщения H_2O , то вода как самостоятельная фаза может появиться в этой породе только в результате кристаллизации всех минералов и образования порового пространства. Ее роль в перераспределении компонентов расплава незначительна. Совсем по-иному будет протекать процесс в условиях насыщения водой. Избыточная против насыщения вода выделяется в виде субмикроскопических пузырьков по всему объему расплава. По данным Л. Н. Овчинникова (1966) и наших экспериментов по плавлению гранитных расплавов с рудными компонентами или без них, железо и рудные компоненты накапливаются преимущественно на стенках и в объеме газовых и газоводных пузырьков, заключенных в массе стекла. Образование газовых и газожидких пузырьков эквивалентно появлению свободного объема, в который будут «сбрасываться» все примесные компоненты, избыточные против котектики. Это начальный этап формирования будущей гидротермальной системы, когда вместе с газовой фазой возникают концентрации и рудного вещества (Овчинников, 1967).

Судьба пузырьков с рудными компонентами может быть различной. В одном случае они могут укрупняться и мигрировать в верхние части магматической камеры, возможно, и с конвективными потоками, существовавшими в магматическом теле (Шупулин, 1969), обогащая верхние его части. При этом в апикальных частях гранитных массивов будет возникать кон-

центрированное оруденение, тесно связанное с автометасоматическими процессами. В другом случае пузырьки с рудными компонентами будут отжиматься слоем кристаллизующейся магмы в глубь массива, где будет формироваться остаточный расплав, аномально обогащенный водой, летучими и рудными компонентами. Это пегматитовые или апогранитные магмы с целым комплексом только им присущего редкометалльного оруденения, которые в глубинных частях массива представлены пегматитами. Если такая магма будет выдавлена силами контракции в вышележащие толщи, то сформируются тела редкометалльных апогранитов со специфическими чертами магматической и метасоматической породы, которые иногда являются и субвулканическими. При сравнительно быстрой кристаллизации пузырьки могут остаться на месте, укрупняться и дать в итоге весьма своеобразные миароловые граниты или массивы редкометалльных гранитов с рассеянной рудной минерализацией и неравномерно развитыми процессами площадных автометасоматических преобразований породы без видимой связи с тектоническими структурами. Если такой расплав формируется в потоке трансмагматических растворов, то в газоводных пузырьках, как в своеобразных ловушках, сконцентрируются все примесные для данного расплава компоненты, как бы процеживая такой трансмагматический поток. Иными словами, появление в гранитном расплаве избыточной сверх насыщения воды — это решающий фактор в формировании гидротермальных систем, с ним связанных, и во многом определяет потенциальную рудоносность данного интрузива.

Несомненно, что процесс концентрирования рудных компонентов в составе газоводных пузырьков является наиболее универсальным по сравнению с каким-либо другим, поскольку миграция ионов к пузырьку будет проходить в расплаве, что в конечном итоге должно обусловить перевод значительной массы рудного вещества в состав флюида. Рудные вещества в состав флюида можно перевести двумя путями: на магматической стадии за счет сегрегации в газоводных пузырьках или при автометасоматическом преобразовании породы. В энергетическом отношении первый путь более выгоден. С учетом $P - T$ условий кристаллизации гранитоидных расплавов, очевидно, флюид внутри пузырька будет находиться в сверхкритическом состоянии, характеризуемом способностью к концентрированию в небольшом объеме аномальных количеств рудного вещества. Практически этап появления в объеме расплава газоводных пузырьков является этапом формирования рудоносных гидротермальных систем. Этот процесс полностью не завершается, так как лимитируется вязкостью расплава,

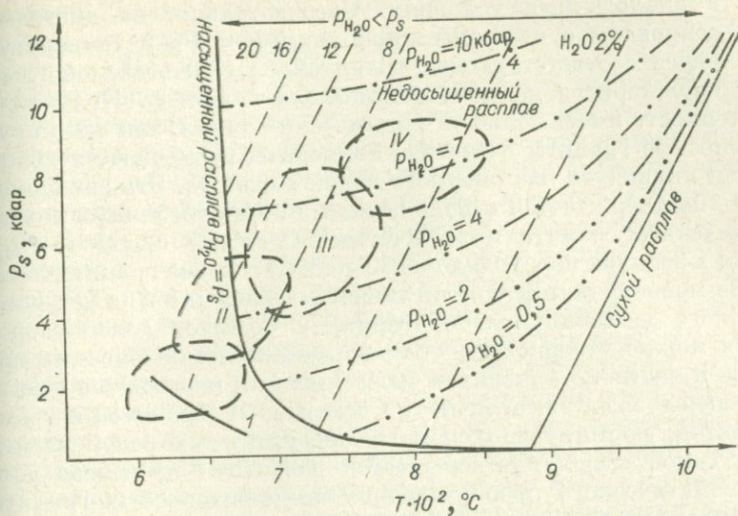


Рис. 22. P — T диаграмма (по Brown, 1970) для плавления гранитов при $P = P_{H_2O}$ и $P_{H_2O} < P_s$.

1 — кривая субсолидуса колумбитоносного гранита при $P = P_{H_2O}$; I — колумбитоносные граниты; II — аляскиты и лейкократовые граниты; III — биотитовые граниты и биотит-роговообманковые граниты; IV — гранодиориты.

частичным связыванием сверхстехиометрических компонентов в составе полимеров, количеством газовой фазы сверх насыщения и т. д.

Анализ диаграммы Г. Брауна (Brown, 1970) по плавлению гранита (рис. 22) дает возможность рассмотреть этот процесс с учетом изменения T , P_{H_2O} и P . Характерно, что все линии плавления в области недонасыщенного водой расплава имеют положительный наклон. Поэтому даже при неизменном содержании воды в расплаве уменьшение давления приводит к снижению температуры плавления. Этот вывод хорошо иллюстрируется на примере гранитоидов Кокчетавской глыбы при нанесении их на данную диаграмму. На рис. 22 очерчены контуры разных типов гранитоидов в P — T координатах. На диаграмму Брауна были нанесены значения P_s , полученные по нормативному кварцу с использованием соответствующей P — T диаграммы (см. рис. 4, 5), а также по известным геобарометрам Л. Л. Перчука (Перчук, 1970б), и температуры кристаллизации гранитоидов по двуполевошпатовому геотермометру. Поскольку термометр фиксирует минимальную температуру, т. е. температуру солидуса, то она была повышена на 100° , что соответствует интервалу между солидусом и ликвидусом гранитоид-

дов в аналогичных условиях. Следовательно, на диаграмме зафиксированы с известным приближением P_S и температура ликвидуса соответствующих гранитоидов Кокчетавской глыбы от гранодиоритов до колумбитоносных гранитов. Полученная зависимость имеет большой генетический смысл, так как колумбитоносные граниты и частично аляскиты размещаются вблизи линии ликвидуса насыщенного водой расплава. Эта закономерность подтверждается и положением линии субсолидуса колумбитоносного гранита из Кокчетавской глыбы при $P = P_{H_2O}$, когда в расплав переходило от 30 до 50% состава гранита (плавление происходило в бомбах высокого давления и на установке высокого давления в лаборатории). С большой долей уверенности можно утверждать, что расплавы колумбитоносных гранитов и частично аляскитов были близки к насыщению или же насыщены водой в отличие от биотитовых гранитов и гранодиоритов, формирующихся из недонасыщенных водой расплавов. Такой вывод подтверждается развитием процессов автосоматического преобразования колумбитоносных гранитов и метасоматического преобразования вмещающих их пород, в меньшей мере это свойственно аляскитам и вообще не характерно для биотитовых гранитов и гранодиоритов.

Если учесть, что гранитная магма внедряется под каким-то избыточным давлением (Ревердатто, 1969), то в приконтактовой части объема, занятого расплавом, это давление должно быть еще больше, т. е. $P_{изб} > P_{об}$. Даже в изотермических условиях кристаллизация здесь начнется раньше, чем в остальной части магматической камеры, что приведет к образованию мелкозернистой оторочки пород того же или иного состава. Последнее будет определяться многими факторами. Например, повышение давления в приконтактовой части сдвинет систему в сторону расширения полей устойчивости Амф за счет Ви, повышению основности Пл и вытеснению им Кпш, т. е. в этих условиях устойчивы фазы с меньшими удельными объемами, характерные для более глубинных образований. Это явление еще больше усилится, если в расплав из вмещающих пород будут поступать Са, Mg, Fe.

Наличие приконтактовой оторочки имеет большое значение. Во-первых, в предкристаллизационный период она играет роль своеобразного автоэкрана, поскольку проницаемость ее меньше, чем остальной части массива. Во-вторых, спонтанная полимеризация и кристаллизация, являющиеся экзотермическими процессами, проходящие в приконтактовой зоне раньше, чем в остальной части массива, будут частично термостатировать всю остальную массу расплава и благоприятствовать его медленной и длительной эволюции в квазитермостатированных

условиях. После кристаллизации оторочки массива расплав будет кристаллизоваться в условиях эндотермостатирования (Летников, Нарсеев, 1969).

Если процессы $\alpha - \beta$ (и $\beta - \alpha$) перехода в соответствующих $P - T$ условиях проявятся в гнейсах, то они должны быть характерны и для гранитоидов. При кристаллизации гранитного расплава в этой зоне выделившийся Кв будет находиться в состоянии механического плавления и в целом вести себя как квазирасплав, обладая способностью перемещаться в допустимых $P - T$ условиях в виде гетерогенной массы (все минералы представлены твердыми фазами, а Кв находится в состоянии механического плавления). Поэтому в гранитах кварц всегда ксеноморфен по отношению ко всем остальным минералам породы и, как пишут обычно петрографы, «выполняет интерстиции» между другими минералами не потому, что он кристаллизуется последним, а потому, что завершение $\beta - \alpha$ перехода равносильно мгновенной его кристаллизации. На стадии механического плавления промежутки между минералами, выполненные кварцем, являются легкопроницаемыми для газов, воды и других соединений, т. е. на этой стадии пропускная способность гранитоидов по отношению к разного рода трансмагматическим растворам является универсальной, поскольку кварц по своим физическим свойствам (вязкость, прочность и т. д.) значительно уступает даже силикатному расплаву. Действительно, в условиях, лишенных текучести, прочность силикатного расплава на разрыв составляет от 50 до 70% прочности соответствующей породы у точки плавления (Летников, 1968б), в то время как из цитированных выше работ следует, что для Кв в зоне 555—580°C эта величина близка к нулю.

При $\beta - \alpha$ переходе Кв обладает высокой подвижностью и в соответствующих условиях может концентрироваться в виде гнезд, шпир, тел силекситов и жил в гранитоидах, обогащенных Кв. Скопления Кв не несут следов связи с гидротермальным процессом и окружены неизменными гранитами, с которыми связаны постепенными переходами. В их составе обычно нет никаких других минералов кроме тех, которые входят в состав неизмененного гранита; в пределах таких тел они отмечаются в незначительных количествах. Большей частью это почти мономинеральные обособления. Такие образования никакого отношения к гидротермальному процессу не имеют. С позиций рассмотренного явления процесс окончания $\beta - \alpha$ перехода Кв можно считать завершающим в консолидации породы, после чего она представляет единое монолитное образование. Не исключено, что именно поэтому по двуполевошпатовому геотермометру иногда фиксируются неправдоподобно низкие темпе-

ратуры кристаллизации нормальных гранитов (560—580°), так как пока Кв находится в состоянии механического плавления, то возможен обмен Na и K между Пл и Кпш, но о масштабах взаимной диффузии в этих условиях можно только догадываться.

Необходимо обратить внимание на то, что в условиях механического плавления кварц является метастабильной фазой, химическая активность которой, как правило, выше, чем у стабильной, т. е. пока кварц находится в состоянии механического плавления он неравновесен с минералами гранита. Поэтому в неизмененных гранитах почти повсеместно отмечаются случаи корродирования кварцем всех породообразующих минералов, что обычно связывают с начальной стадией кислотного выщелачивания, но этот процесс идет в позднемагматическую стадию и не может быть отнесен к типичному метасоматическому. Это положение иногда дает основание некоторым исследователям выделять несколько генераций кварца, хотя гранит не подвержен воздействию послемагматических процессов. Все разнообразие форм Кв возникает на стадии $\beta - \alpha$ перехода кварца в условиях механического плавления, когда кварц может вступать в реакцию со сверхстехиометрическими соединениями и образовывать метастабильные фазы. На исключительно высокую реакционную способность твердых фаз вблизи точек фазового перехода указывают многочисленные экспериментальные данные. Так, например, реакция $Fe_3O_4 + SiO_2$ протекает быстро вблизи температуры фазового $\alpha - \beta$ перехода SiO_2 (575°); взаимодействие BaO с AgI идет с максимальной скоростью вблизи 146°, т. е. температуры $\alpha - \beta$ превращения AgI (Крамер, 1969).

В зависимости от условий кристаллизации можно выделить три типа гранитов: 1) изофациальные, кристаллизующиеся в месте выплавления при давлении и температуре, свойственных вмещающим их гнейсам; изограды метаморфических пород почти совпадают с контактами таких массивов; 2) апофациальные граниты, размещавшиеся в породах, близких к ним по $P - T$ условиям образования, из которых они выплавились ниже по разрезу и внедрились в данный участок земной коры, переместившись на незначительное расстояние; 3) нонфациальные граниты, внедрившиеся в породы более низких ступеней метаморфизма, производящие в зоне экзоконтакта прогрессивные метаморфические изменения и секущие изограды вмещающих пород. Метаморфизм в контактовом ореоле всегда выше, чем региональный метаморфизм на площади. Здесь возможны два варианта: либо гранитоидный расплав, внедрившись, например, в породы фации зеленых сланцев, кристаллизуется

целиком, в результате чего образуется массив одного состава — гранодиоритовый или гранитный, или, если его масса значительна, кристаллизуется эндоконтактная кайма, а остальная масса расплава в условиях термостатирования в результате образовавшейся раскристаллизованной каймы продолжает гранитизироваться под действием трансмагматических глубинных растворов и эволюционировать до аляскитов. Это явление распространено среди гранитоидов глыбовых областей всех возрастов.

Примером изофациальных гранитов можно считать массивы, сформировавшиеся в условиях гнейсовых куполов и фиксируемые серией переходных разностей: гнейс → гнейсогранит → гранитогнейс → гранит. Сюда можно отнести чернокиты в двушироксеновых гнейсах. К апофациальным гранитам относятся массивы, переместившиеся вверх по разрезу, но не вышедшие за пределы той фации метаморфизма, в условиях которой они выплавились. Сюда же относятся массивы, которые сформировались в результате реоморфического плавления данной толщи гнейсов или гранитов и появления расплава, сходного с ними состава. При достаточно больших размерах и кристаллизации в термодинамически благоприятных условиях термостатирования такие массивы могут иметь закристаллизованную эндоконтактную кайму, отображавшую их первичный состав, и гранитизированную центральную часть, сложенную более кислыми разностями, вплоть до аляскитов. В отличие от изофациальных гранитов на контакте гнейсов с вмещающими толщами не будет постепенных переходов гнейс → гнейсогранит → гранит. С точки зрения глубинности формирования, наиболее глубинными будут являться изофациальные граниты, промежуточное положение займут апофациальные граниты и малоглубинными будут являться нефациальные гранитоиды, которые нередко ассоциируют с субвулканическими структурами. Вместе с тем апофациальные граниты могут быть и близповерхностными, если гнейсы или граниты основания выведены на дневную поверхность, а выплавки из их нижних частей внедрились в гнейсы или граниты на глубине 1—2 км. Примером может служить Восточно-Нигерийская провинция, где мезозойские редкометалльные граниты в архей-протерозойском гранитогнейсовом цоколе слагают массивы с фрагментами вулканических структур. Как правило, такие массивы образуются в пределах зон тектоно-магматической активизации, рассекающих древние глыбовые структуры.

При диапировом протыкании гнейсовым куполом пород фации зеленых сланцев и частичной гранитизации их по периферии купола в условиях термостатирования центральной части

купола могут вылавиться граниты, которые будут изофациальными по отношению к гнейсам, слагающим купол, хотя сам процесс расплавления будет протекать в условиях умеренных глубин эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фации. Но в большинстве своем выделенные группы гранитоидов в общем виде соответствуют фациям глубинности образования гранитов.

Изофациальные массивы характеризуются близостью температур между гранитоидами и вмещающими их гнейсами, поскольку расплавление протекает в изотермических условиях в результате снятия части общего давления и, возможно, увеличения P_{H_2O} . Сюда можно отнести массивы чернокитов среди двупироксеновых гнейсов и гранодиоритов и Амф — Би гранитов в толщах Би — Амф гнейсов.

Среди апофациальных массивов наблюдаются случаи, когда температура образования вмещающих пород меньше, чем гранитоидов, внедрившихся в них; среди нефациальных массивов температура образования окружающих пород всегда меньше температуры гранитоидов. Необходимо выделять два принципиально различных пути кристаллизации гранитных массивов — в изотермических и в неизотермических условиях. В чистом виде изотермические условия реализуются крайне редко и преимущественно для тел небольшого размера. В любом случае кристаллизация не совершается сразу во всем объеме массива, а кристаллизуется обычно эндоконтактовая зона, которая играет роль своеобразного термостата, предохраняющего остальную часть расплава от кристаллизации. Остальная часть магмы эволюционирует под действием глубинных сквозьмагматических растворов в сторону все более лейкократовых разностей. В случае апо- или нефациальных гранитов кристаллизация эндоконтактовых фаций произойдет быстрее, чем начнутся процессы изменения расплава в новых $P - T$ условиях, поскольку все процессы изменения состава в магме будут лимитироваться диффузией, скорость которой сравнительно невелика. Следовательно, в нефациальных условиях T и P кристаллизации эндоконтактовых фаций крупных массивов будут отражать не T и P в окружающей среде, а в значительном приближении те, при которых происходило вылавливание и полимеризация расплавов на глубине до их внедрения в данный участок земной коры. Магма, термостатированная во внутренней части массива, будет эволюционировать под воздействием сквозьмагматических растворов на фоне снижения температуры и давления, приближающихся к таковым в окружающей среде. В этих условиях могут эволюционировать наиболее лейкократовые расплавы, обогащенные водой, щелочами и сверхстехио-

метрическими соединениями, все другие подвергнутся кристаллизации. Полнота и длительность эволюции магмы в термостатированном массиве будет определяться и ее первичным составом с характерной температурой кристаллизации: чем ниже эта температура, тем более вероятна длительная сохранность расплава под действием потока сквозьмагматических растворов. Необходимо учесть, что при кристаллизации эндоконтактовой зоны массива значительная часть сверхстехиометрических компонентов отжимается внутрь массива, препятствуя тем самым его кристаллизации.

Таким образом, эндоконтактовые гранитоиды нефациальных массивов являются продуктами глубинной полимеризации, когда процесс кристаллизации происходил с сохранением взаимоотношений и зависимостей, заложенных на глубине при более высокой температуре и давлении. Поэтому среди пород фации зеленых сланцев имеются массивы диоритов и гранитоидов с Пир и Амф, которые не свойственны окружающим их породам. Такие массивы следует рассматривать как образования, фиксирующие состав исходной магмы, не подвергшейся гранитизации. Центральные части термостатированных массивов всегда более лейкократовые, с меньшими температурами кристаллизации; именно по ним более правильно судить о глубинах формирования тех или иных массивов. Представления об этих процессах будут зависеть от степени гранитизации исходного расплава, активности воды, щелочей, кислорода и сверхстехиометрических компонентов, понижающих температуру кристаллизации магм. Такие условия наиболее полно реализуются или в центральных частях хорошо термостатированных массивов или в верхних частях протяженных магматических колонн.

Рассмотрим режим и характер кристаллизации массивов гранитоидов на разных термодинамических уровнях земной коры. Наиболее благоприятным объектом в этом отношении являются бывшие гнейсово-купольные структуры, которые в результате расплавления стали гранитными массивами.

Зерендинский гранитный массив, площадью более 12 000 км², расположен в центральной части Кокчетавской глыбы (рис. 23). По геофизическим данным, он имеет уплощенную форму с глубинами нижних кромок от 5 до 16 км, причем нижняя граница фиксируется на уровне поверхности Конрада (~16 км). Массив сформировался на месте огромного докембрийского гнейсового купола, имеющего диаметр ~80 км с амплитудой воздымания в несколько километров (Розен, 1969).

Вмещающие породы амфиболитовой фации метаморфизма, главным образом гнейсы, с которыми граниты иногда имеют постепенные переходы. Но наряду с этим отмечаются и четкие

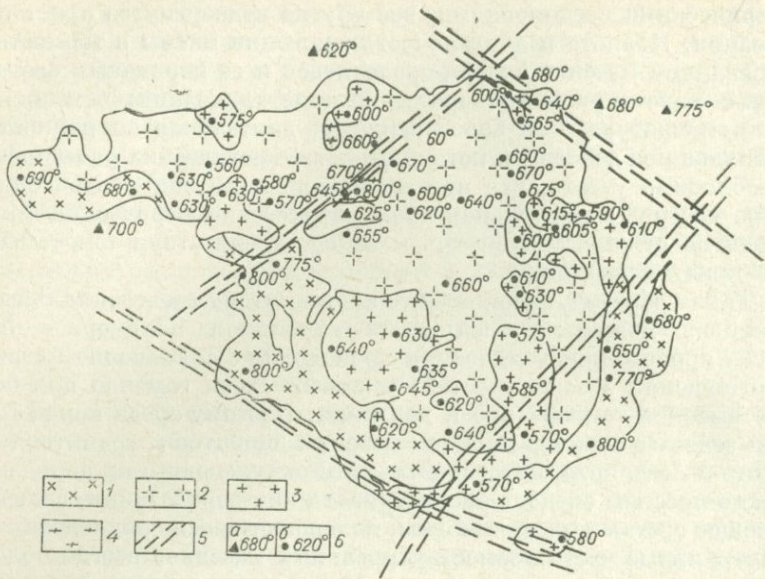


Рис. 23. Строение Зерендинского гранитоидного массива.

1 — гнейсы; 2 — биотитовые граниты; 3 — лейкократовые граниты и аляскиты; 4 — граносиениты и кварцевые сиениты; 5 — зоны активизации; 6 — минимум температуры кристаллизации по двухполешаптовому геотермометру; а — гнейсов, б — гранитов,

интрузивные контакты, причем в некоторых случаях гранитоиды интродировали и в породы фации зеленых сланцев. Положение массива, его прототектоника и взаимоотношения с вмещающими породами подчеркивают генетическую связь его с вмещающими докембрийскими породами, которые ранее слагали гнейсовый купол, на месте которого сформировался Зерендинский массив.

В составе массива преобладают породы трех комплексов: боксинский (гранодиорит-диоритовый), зерендинский (адамеллиты и биотитовые граниты) и балкашинский (лейкократовые граниты и аляскиты). Если гранитоиды зерендинского и боксинского комплексов имеют более тесную связь с гнейсами, то у лейкократовых гранитов балкашинского комплекса такой связи не обнаруживается.

Породы гранодиорит-диоритового комплекса вытягиваются в виде полосы вдоль восточного и южного эндоконтакта Зерендинского массива более чем на 100 км, четко фиксируя очертания реликтовой гнейсово-купольной структуры (см. рис. 23). Если учесть, что метаморфические породы зерендинской серии,

за счет которых формировались гранитоиды, имеют в среднем гранодиоритовый состав (Серых, 1966), то такое размещение диоритов и гранодиоритов и их взаимоотношение с вмещающими породами и биотитовыми гранитами, когда в обоих случаях устанавливаются как постепенные переходы, так и секущие контакты, дает основание для предположения о том, что или в южной и восточной частях гнейсового купола гранитизация метаморфических пород была менее интенсивной по сравнению с северной и центральной частями, или же в разрезе преобладали породы более основного состава. В том и другом случае при выплавлении гранитоидного расплава в недрах гнейсового купола результат был один — здесь формировались расплавы более основного состава и окаймляющее положение гранодиорит-диоритового полукольца является унаследованным от гнейсово-купольной структуры.

С целью выяснения условий кристаллизации гранитоидов Зерендинского массива были рассчитаны минимальные температуры кристаллизации пород, т. е. фиксированы температуры, при которых прекратился обмен ионами между кристаллами и расплавом и произошла полная кристаллизация породы. С этого момента ее можно считать твердым телом. Были вычислены температуры кристаллизации для 170 образцов, они укладываются в интервал 550—800°C; максимальные температуры оказались характерными для пород гранодиорит-диоритового ряда. Произведено сопоставление абсолютных возрастов гранитоидов, определенных К—Аг и α -свинцовым методами (Розен, Краснобаев, 1966; Серых, 1966; данные автора) и температур кристаллизации гранитоидов, из которых отбирались пробы на определение возраста. Результаты сопоставления представлены на рис. 24. Из графика следует, что гранитоиды трех комплексов образуют четкие изолированные группы точек; для наиболее «древних» пород характерны максимальные температуры кристаллизации, а для «молодых» — минимальные. Для более близких по составу гранитоидов зерендинского и балкашинского комплексов характерно частичное перекрывание температур кристаллизации, но породы гранодиорит-диоритового ряда лишь в двух случаях (660°C) перекрываются с одной пробой зерендинского комплекса. Полученная закономерность может быть объяснена следующим образом.

Зерендинский массив сформировался на месте огромного гнейсового купола, неоднородного по составу и по степени проявления процессов гранитизации исходного субстрата. Это явление могло быть усилено процессами длительной гранитизации гранодиоритового расплава, термостатированного в центре, что привело к его гетерогенности, т. е. появлению в составе

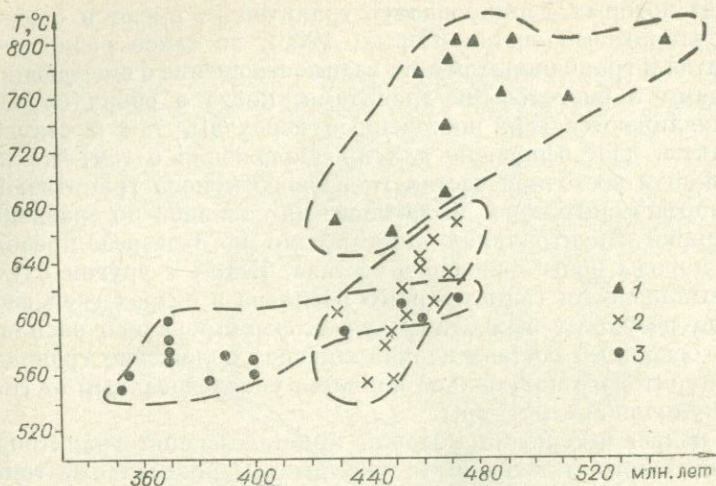


Рис. 24. Зависимость между температурами кристаллизации и абсолютным возрастом гранитоидов Зерендинского массива. 1 — гранодиориты; 2 — биотитовые граниты; 3 — лейкократовые граниты и аляскиты.

массива более основных (диорит-гранодиоритовых) и более кислых расплавов (биотитовые граниты и аляскиты).

Поскольку минимальные температуры кристаллизации диоритов и гранодиоритов укладываются в интервал 650—800°C, в основном 740—800°C (средняя 750°), то при остывании всего массива они закристаллизовались первыми, в то время как кристаллизация биотитовых гранитов и аляскитов еще не началась.

По нашим представлениям апо- и нефациальные биотитовые и бистит-роговообманковые лейкократовые граниты Зерендинского массива являются продуктом последующей гранитизации гранодиоритового расплава, протекавшей в условиях термостатирования. Следовательно, эволюция гранодиоритового расплава под воздействием гранитизирующих растворов была направлена в сторону повышения кислотности и щелочности и понижению температуры кристаллизации, что благоприятствовало длительному сохранению расплава во всем объеме массива. В ходе кристаллизации массивов расплав мог эволюционировать дальше лишь в участках термостатирования с максимальным тепловым потоком, которые размещались над зонами гранитизации или активизации и глубоко опущенными корневыми частями массивов. В пределах Зерендинского мас-

сива подобным образом формировались аляскитовые граниты балкашинского комплекса.

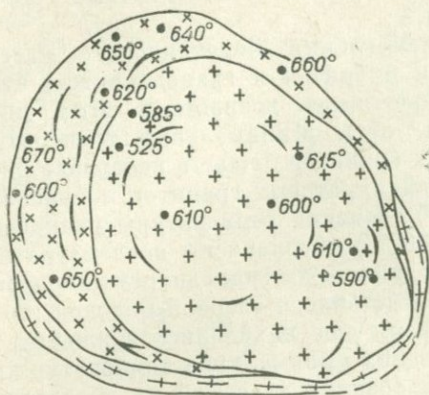
На первых этапах становления Зерендинского массива произошла кристаллизация диоритов и гранодиоритов, что и фиксируется наиболее «древними» возрастными этими породами (в среднем 470—480 млн. лет). Минимальные температуры кристаллизации биотитовых гранитов лежат в интервале 660—560° С (средняя 620°), а лейкократовых гранитов и аляскитов 610—550° С (средняя 580°). Низкие температуры равновесий между Кшш и Пл (ниже 600° С) обусловлены послемагматическими процессами, т. е. в то время как гранодиорит-диоритовая кайма массива уже была представлена твердой породой, более кислые расплавы долгое время еще находились в жидком состоянии. Сопоставление средних минимальных температур кристаллизации гранитоидов и средних значений их абсолютных возрастов наглядно иллюстрируют этот вывод (табл. 10). Этими данными можно объяснить интрузивные взаимоотношения между гранитоидами и воздействие более поздних пород на сформировавшиеся ранее. Учитывая длительный процесс сохранения расплава (несколько десятков миллионов лет), нетрудно представить, что при тектонических напряжениях расплав будет интродуцировать в ранее раскристаллизованные породы, создавая впечатление о наличии мощного тектономагматического цикла, сопровождавшегося внедрением всей массы гранитоидов. Процесс кристаллизации Зерендинского массива с общей площадью 12 000 км² и ориентировочной средней мощностью ~14 км продолжался около ~85 млн. лет. При огромной массе расплава и глубине его формирования в условиях амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма продолжительность процесса его становления не кажется уже столь длительной.

Подобная трактовка формирования массивов гранитоидов древних глыбовых областей в условиях амфиболитовой фации метаморфизма однозначно решает вопрос об отсутствии гипотетического очага и столь долго дискутируемую проблему пространства, занимаемого магмой до и после внедрения. Результаты, полученные при сопоставлении минимальных температур кристаллизации гранитоидов и цифр их абсолютных возрастов, дают представление о неоднородном характере теплового поля интрузива, ког-

Таблица 10

Комплекс	Возраст, млн. лет	Минимальная температура кристаллизации, град
Боксинский . . .	475	750
Зерендинский . . .	450	650
Балкашинский . . .	390	610

Боровской массив



Жукейский массив

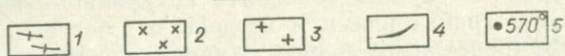
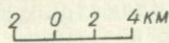
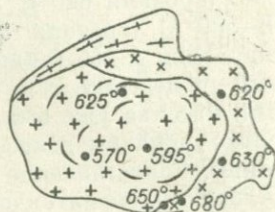


Рис. 25. Схема строения Боровского и Жукейского массивов.
 1 — гнейсы; гранитогнейсы; 2 — биотит-роговообманковые граниты; биотитовые граниты; 3 — биотитовые лейкократовые граниты и аляскиты; 4 — жильные тела аляскитов, лейкократовых гранитов, аплитов, пегматитов; 5 — минимальные температуры кристаллизации.

да отдельные его части остывали быстрее, а другие медленнее. Вследствие этого наблюдается частичное перекрывание цифр абсолютного возраста гранитоидов всех трех комплексов, при сохранении значимости различия средних величин.

В качестве массива, формирующегося в условиях зеленосланцевой фации на месте бывшей гнейсово-купольной структуры, можно взять Боровской гранитный массив, расположенный на Кокчетавской глыбе (рис. 25). Вмещающие породы на контакте с гранитами ороговикованы до Пир — Кпш на севере и Эп — Акт — Мус роговиков на юге; на восточном и юго-западном контакте фиксируются реликтовые гнейсы и гранитогнейсы. Массив имеет отчетливое кольцевое строение и сложен по периферии гранодиоритами и Би — Рог гранитами, а в центральной части Би гранитами, лейкократовыми Би гранитами и реже аляскитами. Широко развиты жильные разности гранит-порфиров, пегматитов, аплит-пегматитов и т. д. Формирование массива протекало следующим образом.

Боровской гнейсовый купол частично диапирировал породы фации зеленых сланцев. На стадии расплавления в связи с приращением объема произошло увеличение размеров массива, что

Гранитоиды Боровского массива

привело к активному взаимодействию с породами фации зеленых сланцев и формированию роговиков. Состав эндоконтактной оторочки свидетельствует, что магма первоначально имела гранодиоритовый или Би—Рог гранитный состав (табл. 11).

В результате кристаллизации образовалась оторочка шириной от 1 до 4 км, сложенная гранодиоритами или Би—Рог гранитами с минимальными температурами кристаллизации (620—670°). Вследствие обогащения сверхстехиометрическими компонентами и благодаря термостатированию кристаллизация на каком-то этапе прекратилась и наступило равновесие в системе расплав — порода. Остаточная магма продолжала гранитизироваться под воздействием сквозьмагматических растворов.

Поступление дополнительных количеств Si, K, Na, воды и других сверхстехиометрических компонентов способствовало дальнейшему увеличению объема расплава и его раскислению, что нарушило равновесие в системе расплав — порода и привело к частичной ассимиляции эндоконтактной оторочки. Дальнейшая кристаллизация центральной части массива протекала в условиях термостатирования при минимальных температурах 590—630°. Она обусловила накопление остаточной магмы, обогащенной сверхстехиометрическими компонентами, которая под действием сил кристаллизационного давления внедрялась по системе контракционных трещин с образованием пегматитов, аплит-пегматитов и гранит-порфиров, нередко грейзенизированных и альбитизированных. Представление об изменении составов можно получить из сравнения разностей гранитоидов в составе массива (см. табл. 11). Из таблицы следует, что в гранодиоритовый расплав приносились Si, K, вода, а в остаточном расплаве после кристаллизации всего массива накапливались Si, K, Na, H₂O, P, F (у нас нет анализов на F и B), что подтверждается широко развитым в пегматитах турмалина, флюорита и топаза.

Элемент	Гранодиориты эндоконтакта (n=9)	Лейкограниты Би-граниты центральной части (n=11)	Пегматит-аплиты (n=8)
SiO ₂	65,9	71,6	73,4
TiO ₂	0,4	0,3	0,1
Al ₂ O ₃	14,5	13,6	12,7
Fe ₂ O ₃	1,8	0,9	0,2
FeO	2,1	1,44	0,6
MnO	0,05	0,05	0,07
MgO	3,1	0,8	0,1
CaO	3,6	1,1	0,7
Na ₂ O	3,8	3,54	4,1
K ₂ O	3,3	4,9	5,8
H ₂ O ⁻	} 0,17	0,54	0,6
H ₂ O ⁺			
П. п. п.	1,04	1,2	1,4
P ₂ O ₅	0,19	0,11	0,24

Примечание. При расчете средних, кроме анализов автора, использованы данные В. И. Серых (1966) и О. П. Елисейвой (1966).

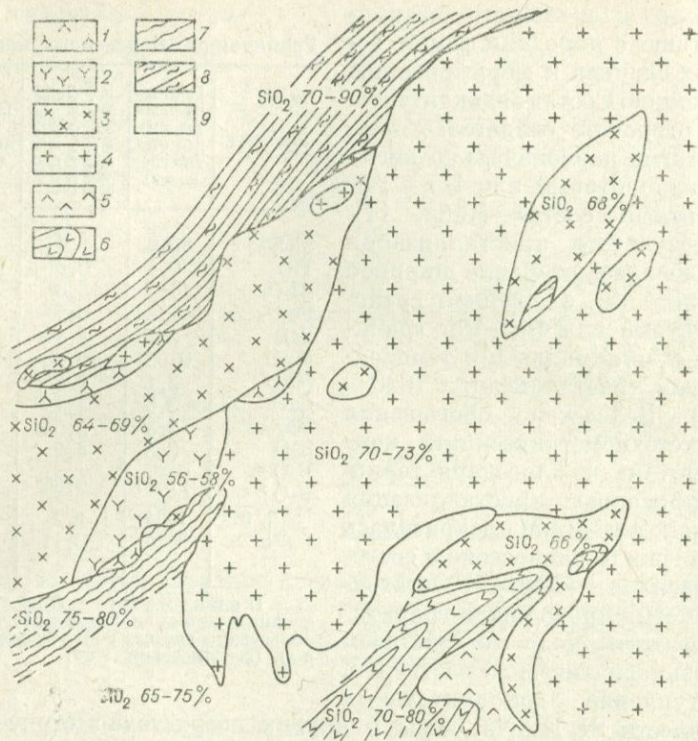


Рис. 26. Распределение кремнезема в породах западной части Золотоношского массива.

1 — кварцевые диориты; 2 — диориты; 3 — гранодиориты; 4 — биотитовые граниты; 5 — кварцевые порфиры (гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры); 6 — сланцы ефимовской свиты; 7 — сланцы андреевской свиты; 8 — сланцы шарыковской свиты; 9 — породы уртынджалской серии.

Наиболее хорошо изучен режим кристаллизации для западной части Золотоношского гранитного массива, который возник на месте гнейсового купола и эволюционировал в породах фации зеленых сланцев, в пределах южной зоны активизации (рис. 26).

Здесь вдоль контакта с протерозойскими кварцевыми песчаниками и алевролитами с подчиненным развитием углистоглинистых и хлоритовых сланцев шарыковской и андреевской свит развиты гранодиориты и в меньшей мере диориты и кварцевые диориты, которые в виде ксенолитов размером до $7 \times 2,5$ км и менее отмечаются среди более молодых колумбитоносных биотитовых гранитов, которые имеют с ними четкие интрузивные контакты. В свое время было высказано предположение, что

породы гранодиорит-диоритового ряда являются гибридными разностями, возникшими в результате взаимодействия кислого расплава с вмещающими породами. Такая гипотеза в данном случае неприемлема по следующим причинам: 1) вдоль линии контакта при неизменном составе вмещающих пород развиты как гранодиориты и диориты, так и ультракислые колубмитовые граниты; 2) вся толща шарыкской и андреевской свит с общей мощностью ~3000 м сложена существенно кварцевыми и силикатными породами с содержанием SiO_2 от 90—95% в кварцевых песчаниках до 65—75% SiO_2 в глинисто-кремнистых и других сланцах, т. е. имеет состав даже более кислый, чем сами граниты (см. рис. 25). Это обуславливает процессы раскисления на контакте и появление между диоритами и сланцами гранодиоритов и кварцевых диоритов, что говорит о том, что здесь внедрялась гранодиорит-диоритовая магма, которая взаимодействовала с существенно кварцевыми породами.

Судя по геологическим данным, гранодиориты являлись эндоконтактной фацией массива, так как они развиты или вдоль контактов с вмещающими породами, или же, если встречаются в виде ксенолитов, в их составе, в свою очередь, отмечаются ксенолиты вмещающих сланцев.

Рассмотрим точку зрения, по которой сначала внедрялась гранодиорит-диоритовая магма, а затем гранитная. Во-первых, если во всем объеме массива (или в его части) внедрялась гранодиорит-диоритовая магма, то она должна была завоевать себе пространство путем ассимиляции вмещающих пород существенно кварцевого состава (породы шарыкской и андреевской свит). Этот процесс носит локальный характер, когда мощность гранодиоритов или кварцевых диоритов на контакте диоритов со сланцами не превышает нескольких сот метров. Во-вторых, если и представить такой механизм обмена как ведущий и учитывать состав сланцев, якобы ассимилированных магмой, то состав магмы должен как минимум отвечать по составу габбро или габбро-диориту, чтобы в результате ассимиляции вмещающих пород получить гранодиоритовую магму. Такой механизм нереален хотя бы потому, что ассимиляционная способность основных магм ничтожно мала (Летников, 1968б), что и подтверждается отсутствием следов габбро или габбро-диорита в данном массиве.

Наиболее реальным представляется следующий механизм формирования этого массива:

I этап. Рост гнейсового купола в породах амфиболитовой фации метаморфизма, частичный диапиризм пород фации зеленых сланцев и гранитизация их (?) в прилегающих к куполу участках;

II этап. Расплавление купола, сопровождаемое приращением объема, внедрение избыточной части гранодиоритового расплава выше по разрезу в породы шарыкской свиты. Локальное развитие ассимиляционных процессов вдоль линии контакта и частичное раскисление магмы в месте ее кристаллизации;

III этап. Кристаллизация эндоконтактной оторочки гранодиоритового состава, в результате чего создаются условия термостатирования всего остального объема расплава во внутренней части магматической камеры, что обусловит его длительную сохранность в жидком виде;

IV этап. Длительный процесс гранитизации гранодиоритового расплава под воздействием глубинных гранитизирующих растворов, привнос H_2O , K, Na, SiO_2 и других сверхстехиометрических компонентов, что ведет к эволюции состава гранодиоритовой магмы до лейкократового гранитного. Этот процесс должен сопровождаться приращением объема за счет привносимых компонентов и вытеснения минералов (полимеров) с малым удельным объемом (амфиболы, основные плагиоклазы) минералами (полимерами) с большим удельным объемом (ортоклаз, кварц, кислые плагиоклазы), а также в результате увеличения в объеме расплава количества воды и газов. Приращение объема расплава создает дополнительное давление на стенки магматической камеры, что может вызвать общее медленное поднятие надинтрузивной зоны, если P интрузивное $> P$ внешнего (общего) или приращение объема может реализоваться за счет внедрения избыточных порций расплава в эндоконтактную закристаллизованную часть массива или за ее пределы.

Гранитизация первичного гранодиоритового расплава должна привести к смещению равновесия в системе гранодиорит — расплав и проявлению процесса растворения расплавом гранодиоритовой оторочки массива. При благоприятном стечении обстоятельств этот процесс может завершиться полностью, что наиболее вероятно для верхних апикальных уровней массива. Поэтому на данном эрозионном срезе гранодиориты фиксируются в его боковых частях. Если предположить гранитизацию гранодиоритового расплава, то здесь возникает проблема перераспределения Fe, Mg, Ca. В гранитных массивах Кокчетавской глыбы процесс базификации перед фронтом гранитизации не устанавливается. Следовательно, в данном случае происходит обычное «разбавление» гранодиоритового субстрата K, Na, SiO_2 и водой и перевод его в гранитный или в ходе гранитизации гранодиоритового расплава и увеличения доли полимеров Kпш, Пл (№ 10—20) и SiO_2 или действовал механизм концентрационной кристаллизации, т. е. могло происходить «от-

жатию» сверхстехиометрических Fe, Mg и Ca в нижние (придонные) части магматической камеры.

Рассмотрим поведение редких элементов в эволюционном ряду диорит—гранодиорит—гранит. Данные по средним содержаниям, количеству проб и отношениям элементов приведены в табл. 5 и графически представлены на рис. 17. Ниобий, калий и рубидий четко коррелируются во всех разностях пород. Их содержание резко возрастает от диоритов через гранодиориты к гранитам, где присутствие их в I и II фазах или остается почти постоянным (K и Nb), или незначительно повышается (Rb). Подобное может быть в случае воздействия на остаточную гранодиоритовую магму сквозьмагматических существенно калиевых растворов, с которыми в расплав поступали Rb и Nb.

Миграция этих элементов могла происходить в виде комплексных фторидных, хлоридных или окси-фтор-хлоридных комплексов ниобия типа KNbF_6 , KNbOF_4 , KNbCl_6 или KNbOCl_4 (где вместо K может быть Rb), рассмотренных ранее (Летников, 1965). Подобная связь дает основание для предположения о том, что Nb поступал в расплав вместе с K и Rb в составе сквозьмагматических растворов или же повышение концентрации K и Rb в расплаве способствует консервации Nb в составе указанных комплексов.

Не исключено, что эти два механизма могут реализоваться одновременно. Олово и бериллий иногда коррелируются с K, Rb и Nb, их концентрации от диоритов и гранодиоритов к гранитам возрастают в 1,5—2 раза, так же как у щелочей и Nb, но одинаковы в гранитах II и III фаз. Уран по сравнению с гранодиорит-диоритовыми породами в гранитах накапливается более чем в 2 раза (см. рис. 17). Из сказанного следует, что более четкую связь с K и Rb обнаруживает Nb и менее Sn, Be, U. В общем возрастание содержания K и Rb в гранитах влечет за собой повышение концентрации Nb, Sn, U, Be. Это может быть объяснено совместными путями миграции или широким участием K и Rb в сложных комплексах этих редких металлов. Очень тесная корреляция во всех гранитоидах наблюдается между Li и Ta (см. рис. 17), что не раз отмечали многие геохимики. Хорошо коррелируется с Ta и Li натрий. Отсюда можно сделать вывод о том, что если для Nb одной из форм существования в расплаве можно представить наличие оксифторидов и оксихлоридов K или Rb, то для Ta это будут оксифториды или оксихлориды Li и Na. Этот вывод подтверждается не только тесной геохимической связью этих групп элементов, но и тем, что в метасоматитах максимальные концентрации Ta тяготеют к участкам развития натрового и литиевого метасоматоза — апогранитов с литиевыми слюдами.

Предложенный Г. Бартом (Bart, 1962) двухполюсовый геологический термометр (геотермометр Барта) позволил с достаточной степенью уверенности определять минимальные температуры кристаллизации гранитоидов. Впоследствии этот геотермометр неоднократно уточнялся И. Д. Рябчиковым (1965), Л. Л. Перчуком и И. Д. Рябчиковым (Perchuk, Ryabchikov, 1968), Л. Л. Перчуком (1970б). Геотермометр Барта основан на распределении альбитового компонента между сосуществующими в равновесных условиях Кшш и Пл, которое определяется преимущественно температурой и мало зависит от других факторов.

В дальнейшем А. Л. Александров (1970) разработал методику и составил для ЭВМ программу «Барт» для расчета равновесных температур кристаллизации на основании силикатных анализов гранитов и их минеральных составов, известных составов плагиоклазов и темноцветных минералов. В оптимальном варианте достаточно иметь силикатный анализ гранита и знать номер плагиоклаза в породе. Кроме того, для гранитоидов Кокчетавской и Байкальской глыб было выделено 60 пар Кшш и Пл, проанализированных на щелочи, и кальций, что дало возможность, используя известную диаграмму Л. Л. Перчука и И. Д. Рябчикова, определить минимальные температуры кристаллизации этих пород. На Кокчетавской глыбе температуры кристаллизации определялись для вмещающих граниты гнейсов, всех разновидностей гранитоидов, жильных гранитов и магматических апогранитов (рис. 27).

Из гранитоидов Кокчетавской глыбы только породы гранодиорит-диоритового ряда в отдельных случаях можно считать изофациальными главным образом по северо-восточному и южному обрамлению Зерендинского массива, где они постепенно переходят в гнейсы; во всех остальных случаях они апофациальные или реже нонфациальные. Несмотря на это, общие границы минимальных и максимальных температур и их средние у гранодиоритов и гнейсов приблизительно одинаковы, что может свидетельствовать об изотермических условиях выплавления гранодиоритового расплава из гнейсов, отвечавших по составу гранодиориту.

Аналогичные температурные взаимоотношения для гнейсов и изофациальных гранитов Украины были отмечены Л. Л. Перчуком (1970б). Все эти данные доказывают, что процесс выплавления шел без повышения температуры, а, вероятнее всего, в результате снятия общего давления и связанного с этим повышения количества воды. Поэтому, если для гранодиоритов

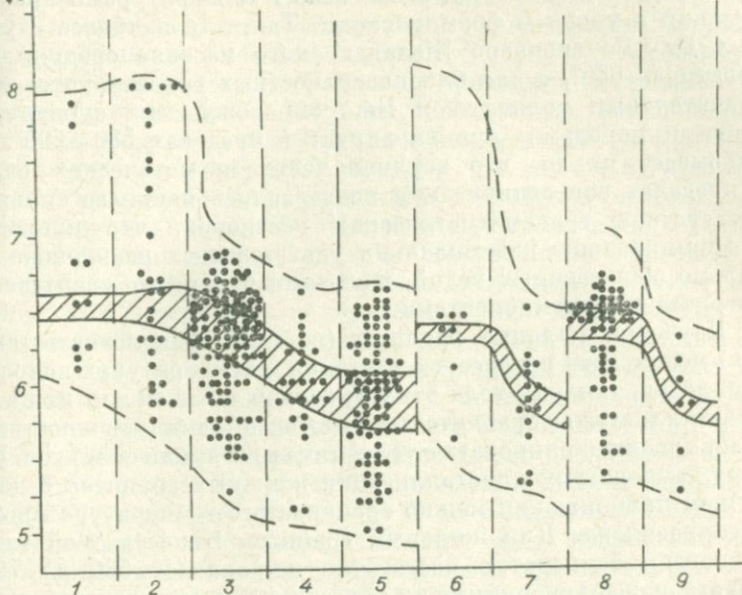
$T \cdot 10^2, ^\circ\text{C}$ 

Рис. 27. Температуры кристаллизации пород Кокчетавской глыбы.

1 — гнейсы; 2 — гранодиориты, монцититы, биотит-роговообманковые граниты; гравиты; 3 — биотитовые граниты зерендинского комплекса и аляскиты (I фаза); 4 — аляскиты балкашского комплекса; 5 — аляскитовые и лейкократовые граниты золотоношского (орлиногорского) комплекса; 6 — кварцевые сиениты с амфиболами Жиландинского массива; 7 — кварцевые сиениты и граносиениты еленовского комплекса (Шок-Карагай, Еленовка, Лесной Хутор, Жиландинский); 8 — жильные граниты зерендинского и балкашского комплексов; 9 — магматические апограниты + пегматиты; штриховка — значения средних температур.

температуры лежат где-то в пределах $585\text{--}800^\circ$, а средние $650\text{--}660^\circ$, то для биотитовых гранитов минимальные $550\text{--}560^\circ$, максимальные $675\text{--}680^\circ$, средние $630\text{--}640^\circ$, а для залегающих в породах фаций зеленых сланцев массивов колумбитоносных биотитовых лейкократовых гранитов и аляскитов свойственны наименьшие значения минимальных ($500\text{--}510^\circ$), максимальных ($650\text{--}660^\circ$) и средних ($580\text{--}590^\circ$) температур кристаллизации, характерных для расплавов, обогащенных водой и сверхстехиометрическими компонентами, к которым относятся гранитоиды балкашского и золотоношского комплексов.

Несомненно, что температуры ниже 600°C фиксируют равновесия позднемагматического или послемагматического преобразования гранитоидов, между которыми трудно провести четкую грань. Для граносиенитов и кварцевых сиенитов еленов-

ского комплекса имеется связь между температурами кристаллизации и уровнем формирования. Так, для наиболее глубоких Би—Ро сиенитов Желандинского массива средняя температура $\sim 640^\circ$, а для близповерхностных граносиенитов с незначительным количеством Би, сопровождаемых субвулканическими породами, она варьирует в пределах $580\text{—}590^\circ$. Это указывает на то, что верхние части магматических очагов в пределах зон активизации подвергались наиболее сильному воздействию трансмагматических растворов, что приводило к формированию низкоплавких ультракислых расплавов, аномально обогащенных водой, щелочами и другими сверхстехиометрическими компонентами.

Изучение жильных гранитов (не аплитов и пегматит-аплитов) может дать интересные сведения о температурах исходных расплавов, так как тела этих гранитов из-за малой мощности кристаллизуются сравнительно быстро, не имея возможности длительно эволюционировать в условиях выше линии солидуса. Поэтому температуру кристаллизации жильных гранитов в достаточном приближении можно сравнивать с температурой исходного расплава. Для жильных гранитов Кокчетавской глыбы дисперсия температур достаточно широка (от 530 до 700°), что отображает специфику их образования в связи с различными магматическими комплексами и особенностями кристаллизации, которые определяются многими факторами (размер тел, температура вмещающих пород и т. д.). Средняя температура кристаллизации жильных гранитов лежит в пределах $625\text{—}650^\circ$, что довольно близко к таковой у биотитовых гранитов зерендинского комплекса, расплавы которых являлись материнскими для жильных гранитов. Немногочисленные данные по температурам кристаллизации магматических апогранитов Кокчетавской глыбы указывают, что они являются минимальными для всех рассмотренных разновидностей гранитов и лежат в пределах $525\text{—}625^\circ$ при среднем значении $\sim 560^\circ$, что довольно близко к средним температурам кристаллизации колумбитоносных гранитов.

Наиболее интересные результаты получены при сопоставлении температур кристаллизации в пределах отдельных массивов. Для изо-апофациальных массивов гранитоидов, которые размещаются в породах амфиболитовой фации метаморфизма, характерно зональное строение, когда по периферии в эндоконтакте размещаются более меланократовые разности с более высокими температурами кристаллизации, а в центральной части массивов лейкократовые граниты с минимальными температурами кристаллизации. Биотитовые граниты и аляскиты, являющиеся продуктом гранитизации гранодиоритовой магмы,

характеризуются более низкими температурами кристаллизации. Следовательно, прогрессирующая гранитизация гранодиоритового расплава и обогащение его K , Si , H_2O и другими сверхстехиометрическими компонентами приводила к понижению температуры солидуса этих магм. Создавались низкоплавные расплавы, способные сохраниться в жидком виде на фоне прогрессирующего снижения температуры, так как в этих условиях могли сохраниться только расплавы с наиболее низкими температурами плавления. В этом плане гранитизация исходной гранодиоритовой магмы выступает как главный фактор, способствующий появлению расплавов, устойчивых именно при данных $P-T$ условиях и обладающих при этом минимумом свободной энергии. Максимальной мощности эндоконтактовая оторочка, по геологическим данным, достигает на контакте с породами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации, постепенно утоняясь к гранитогнейсам. Вероятно, что в первом случае имело место внедрение гранитоидного расплава и вследствие большого температурного градиента в системе расплав — порода образовалась мощная (от 1 до 4 км) эндоконтактовая оторочка, термостатирующая остальную массу расплава. В нефациальных массивах колумбитоносных лейкократовых гранитов из-за большой степени неравновесия в системе лейкократовый расплав — гранодиорит от гранодиоритового эндоконтактового кольца остаются лишь отдельные фрагменты в тех участках массива, которые далеко вдаются во вмещающие породы, как это имеет место на Золотоношском гранитном массиве (см. рис. 26). Здесь в гранодиоритах фиксируются наиболее высокие температуры кристаллизации по сравнению с лейкократовыми колумбитоносными гранитами, разница эта достигает $80-100^\circ$. Трещинные и жильные колумбитоносные граниты II и III фаз образовывались в условиях быстрого падения T ; в них зафиксированы температуры исходной магмы ($640-660^\circ$). Повышение температуры кристаллизации гранитов II и III фаз фиксирует лишь скорость падения температуры во время кристаллизации этих гранитоидов при снятии влияния факторов термостатирования и воздействия трансмагматических растворов, производящих гранитизацию расплавов.

Рассматривая температуры кристаллизации больших гранитоидных массивов во времени и их эволюцию в этом аспекте, мы тем самым изучаем процессы мегакинетики становления и эволюции силикатных расплавов в недрах земной коры. Данные абсолютных возрастов кристаллизации гранитоидов свидетельствуют, что это длительный процесс в течение многих миллионов лет. Изучая силикатные расплавы как в разной

степени полимеризованные жидкости у точки кристаллизации и учитывая длительный процесс роста кристаллов в расплаве, необходимо принимать во внимание степень его закристаллизованности, так как увеличение доли кристаллов приближает расплав по физическим свойствам к твердой породе. В условиях, лишенных текучести, силикатные расплавы ведут себя как квазитвердые тела, обладая прочностью на разрыв от 30 до 50 % прочности соответствующей породе вблизи температуры плавления, а увеличение доли кристаллической фазы еще больше повышает их прочность. Жидкая фаза в расплаве ведет себя как упругосжимаемая жидкость, имеющая какой-то минимальный запас свободного объема, который может реализоваться в конкретных условиях без изменения фазового состава расплава, что не вызовет спонтанной кристаллизации. Существование в пределах массива двух расплавов может привести к тому, что если на какой-то стадии более основной расплав будет близок к полной кристаллизации, но представляет квазитвердое тело с переменным соотношением твердой и жидкой фаз, то внедрение более кислого и менее раскристаллизованного расплава в более основной можно представить как внедрение расплава в расплав; при этом совместная кристаллизация приведет к образованию полнокристаллической породы без зон закала на контакте.

Одноактный механизм формирования массивов гранитоидов может реализоваться не только в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, но и при становлении массивов, внедрившихся в породы верхнего структурного яруса. Гибридизм такой магмы может способствовать появлению нескольких расплавов разного состава с неодинаковыми температурами кристаллизации, что в итоге приведет к разным скоростям кристаллизации этих разновидностей и появлению четких «интрузивных» контактов между ними. Не исключено, что формирование сложных даек и полосчатых пород происходит также при неодновременной кристаллизации расплавов различного состава.

Кристаллизация гранитоидов в пределах зон активизации характеризуется тем, что на фоне постоянно действующего стационарного флюидного потока происходит последовательное уменьшение (за счет кристаллизации) объема расплава, способного аккумулировать этот флюид. Таким путем на самых конечных этапах эволюции магматических очагов образуются рудоносные граниты, аномально обогащенные сверхстехиометрическими компонентами. Рассмотрим наиболее характерные группы гранитоидов, развитых в глыбовых докембрийских структурах.

Большая часть массивов гранитоидов в пределах глыбовых областей сложена породами данной серии, каждая из которых является членом единого эволюционного ряда. В опубликованных материалах указывается, что состав значительного количества гнейсов в среднем гранодиоритовый (Соловьев, 1970; Тернер, Ферхуген, 1961; Барт, 1956; Судовиков, 1964; Серых, 1966; и др.). Для Кокчетавской глыбы это хорошо показано О. М. Розеном и В. И. Серых (Серых, 1966; Розен, Серых, 1969). Они установили, что средние составы Зерендинского массива и метаморфических пород зерендинской серии в целом близки к гранодиориту, хотя, как это и следовало ожидать, гранитоиды содержат несколько больше SiO_2 , K_2O , Na_2O и меньше FeO , MnO , CaO . При обработке мировых данных по программе «Клястер» на ЭВМ гранодиориты и гнейсы объединяются в одни группы.

При изучении изофациальных гранитов в ядрах гнейсовых куполов устанавливаются многочисленные случаи постепенного перехода гранодиоритов или Би—Рог гранитов в гнейсы или гранитогнейсы. При этом, как определено для восточной части Зерендинского массива, состав пород практически остается неизменным. Сопоставление составов только одних гранодиоритов и гнейсов без пластов амфиболитов, гранулитов и т. д. дает искаженную картину, которая приближается к истинной только при полном учете баланса вещества, как это было сделано О. М. Розеном и В. И. Серых для Зерендинского массива (1969).

Выделение гранодиоритов и биотитовых гранитов в самостоятельную гранит-гранодиоритовую глубинную ассоциацию (Тернер, Ферхуген, 1961), которая играет решающую роль в строении изофациальных массивов, объясняется их тесной связью; аляскиты в этом случае занимают подчиненное значение. Гранодиориты обычно являются краевой фацией массивов (см. главы II и III), возникающих на базе гнейсово-купольных структур. Они отображают первичный состав расплава, являясь как бы своеобразной зоной закала, термостатирующей остальную часть магмы и предохраняющей ее от кристаллизации. Гранитизация гранодиоритового расплава осуществляется в результате потока сквозьмагматических растворов, а также благодаря обогащению его сверхстехиометрическими компонентами, отжатыми фронтом кристаллизации гранодиоритов. При кристаллизации биотитового гранита возможно сохранение остаточной лейкократовой магмы на фронте воздействия сквозьмагматических флюидов, дальнейшая эволюция

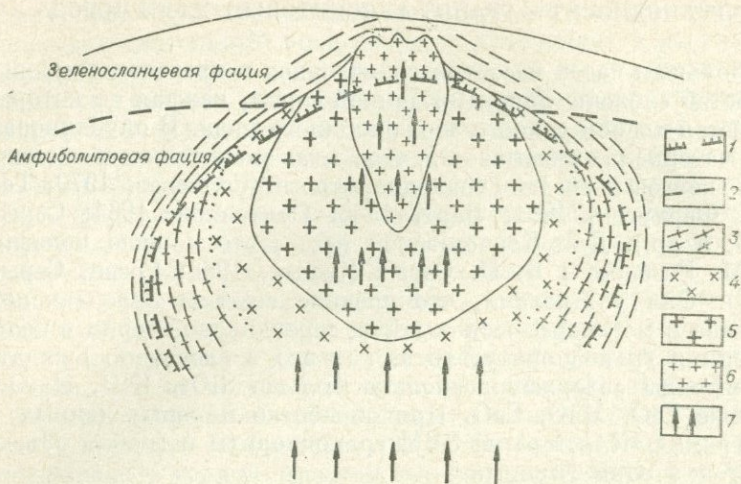


Рис. 28. Схема эволюции гнейсового купола.

1 — границы купола до расплавления; 2 — границы между амфиболитовой и зеленосланцевой фациями; 3 — гнейсы; 4 — гранодиориты; 5 — граниты; 6 — лейкократовые граниты, аляскиты; 7 — направление потока глубинных флюидов.

которой может привести к образованию аляскитов и лейкократовых гранитов.

В обобщенном виде строение эволюционирующего таким образом купола представлено на рис. 28. Из рисунка видно, что приращение объема при расплавлении реализуется вследствие увеличения размеров купола в верхней части. Проявляется это в интрузивных взаимоотношениях с породами фации зеленых сланцев и в значительно меньшей мере амфиболитовой. Аляскиты и лейкократовые граниты с вмещающими породами имеют только интрузивные контакты. Гранодиориты, по геологическим данным, испытывают тенденцию к выклиниванию в низах зеленосланцевой фации, на границе ее с амфиболитовой. Биотитовые граниты проникают несколько выше, а более высокий уровень занимают наиболее легкоплавкие, обогащенные водой и сверхстехиометрическими компонентами, лейкократовые граниты и аляскиты.

Описанный процесс идет на стадии поднятия, сопровождаясь снятием части общего давления и повышением количества воды в породе, что благоприятствует развитию процессов эволюции гранитоидных расплавов в условиях термостатирования и постоянно действующего потока сквозьмагматических растворов. При этом необходимо учесть, что поскольку объем рас-

плава со временем уменьшается, то при квазистационарном флюидном потоке это приведет к накоплению в остаточном лейкократовом расплаве воды и сверхстехиометрических компонентов. При определенных условиях на этой основе могут сформироваться рудоносные массивы аляскинтов и лейкократовых гранитов, а во всех остальных случаях может произойти обогащение последних порций наиболее кислой магмы водой и сверхстехиометрическими компонентами, что и отмечается при геохимическом изучении таких массивов. Остаточные лейкократовые расплавы, обогащенные сверхстехиометрическими компонентами, широко воздействуют на вмещающие породы, что выражается в ороговиковании, калишпатизации или грейзенизации и окварцевании, но наиболее распространена калишпатизация алюмосиликатных пород.

Таким образом, ассоциация гранодиорит—гранит — аляскит является вполне закономерной, и в зависимости от степени зрелости данной структуры может быть представлена полностью или только гранодиоритами и биотитовыми гранитами. Следовательно, в зависимости от эрозионного уровня можно отметить только отдельные фрагменты данной структуры (см. рис. 28), т. е. в фации зеленых сланцев это будет кольцевой массив с эндоконтактной фацией биотитовых или Би — Рог гранитов с лейкократовым ядром; вмещающие породы обычно ороговикованы. В качестве примера можно привести описанный в этой работе Боровской массив (см. рис. 25). При более глубоком эрозионном срезе, когда обнажаются породы амфиболитовой фации, на контакте наблюдаются реликты гнейсов, которые постепенно переходят в гранодиориты, а последние сменяются биотитовыми гранитами с телами лейкократовых гранитов и аляскитов. Так, например, Зерендинский массив (см. рис. 23) имеет асимметричное строение — южный и восточный контакт занимает более глубокое положение, чем северный и северо-западный. Необходимо отметить, что даже в условиях амфиболитовой фации в результате взаимодействия расплава биотитового гранита или аляскита с эндоконтактной оторочкой последняя может быть ассимилирована, что приведет к уничтожению зональности.

В свете рассмотренного механизма эволюции гнейсово-купольной структуры наиболее интересными вопросами являются следующие: как изменяется состав генетически связанных серий пород в эволюционном ряду и насколько изменяется их состав в зависимости от P , T и P_{H_2O} условий кристаллизации, т. е. чем отличается, например, гранодиорит в амфиболитовой фации от гранодиорита в зеленосланцевой при условии, что они выплавились из одного исходного состава? Наиболее ярким

Составы пород Зерендинского купола (по О. М. Розену и В. И. Серых, 1969)

Элемент	Бер- лыкская свита, гнейсы	Жолды- байская свита, гнейсы	Даулет- ская свита, гнейсы	Уялин- ская свита, гнейсы	Верхнеордовикский комплекс				Среднедевонский комплекс		
					гранодио- рит, кварцев. диориты	гранодио- риты	адамелли- ты, граниты	г. аниты	лейкокга- товые граниты, аляскиты	аляскиты	лейко- като- вые граниты
SiO ₂	70,71	69,45	61,86	71,73	62,68	60,21	69,79	72,69	73,78	74,73	72,49
TiO ₂	0,44	0,55	0,73	0,39	0,90	0,83	0,50	0,28	0,23	0,15	0,32
Al ₂ O ₃	14,40	15,49	14,51	13,08	15,11	15,98	14,67	14,07	13,38	13,38	13,94
Fe ₂ O ₃	1,52	1,34	1,46	1,40	1,81	2,31	1,58	0,78	1,00	0,85	1,54
FeO	2,64	2,10	4,01	2,34	2,95	3,97	1,95	1,49	1,17	1,09	1,12
MnO	0,13	0,06	0,099	0,04	0,083	0,10	0,084	0,04	0,05	0,035	0,047
MgO	0,81	1,31	3,46	1,07	2,56	2,62	0,52	0,20	0,24	0,20	0,13
CaO	1,48	1,22	4,73	1,81	4,07	5,52	1,84	1,18	0,96	0,76	1,31
Na ₂ O	1,90	1,61	2,32	2,36	3,63	3,78	4,08	3,98	4,06	3,84	4,08
K ₂ O	4,78	4,27	4,40	4,68	4,23	3,40	4,60	5,12	4,84	4,62	4,50
P ₂ O ₅	0,10	0,16	0,19	—	0,209	0,193	0,149	0,171	0,081	0,045	0,13
SO ₃	—	—	—	—	0,008	—	0,009	0,05	0,013	0,005	0,01
П. п. п.	0,92	2,0	2,00	0,84	1,15	0,73	0,23	0,37	0,36	0,13	0,27
Сумма	99,83	99,57	99,77	99,74	99,39	99,64	99,64	100,421	100,164	99,835	99,887
Количество анализов	30	4	11	6	3	7	20	5	28	11	6

представителем данного типа структур является Зерендинский массив. Большой аналитический материал по гранитоидам этого массива получен В. И. Серых, и позволяет автору проследить весь путь эволюции бывшего гнейсового купола от гнейсов до аляскитов.

Химический состав пород в ряду гнейсы — гранодиориты изменялся несущественно (табл. 12), что может свидетельствовать в пользу не только изофациального процесса выплавления, но и близкого к изохимическому. Наиболее существенное изменение составов отмечается при переходе к гранитам и аляскитам, что связано с дальнейшей гранитизацией гранодиоритового расплава внутри купольной структуры, когда крайним членом такого эволюционного ряда являются аляскиты. Химический потенциал кислорода в системе повышается от гранодиорита к аляскиту, что фиксируется уменьшением FeO/Fe_2O_3 отношения от 1,7—2,1 в гранодиоритах и до 1,1 и 0,8 в лейкократовых гранитах и аляскитах (рис. 29). Более основные минералы сменяются кислотными: от гранодиоритов и аляскитов Пир и Амф заменяются слюдами, а на место андезинов приходит альбит — олигоклаз при общем возрастании в породе количества Кпш и Кв. Эти данные указывают, что гранитизация гранодиоритового расплава протекала на фоне возрастания потенциала кислорода, обогащения его сверхстехиометрическими компонентами и водой, что снизило температуру солидуса от 750—800° у диорита до 620—630° у аляскита (см. рис. 23). Весьма интересна эволюция аксессуарных минералов от гранодиоритов до аляскитов (табл. 13). Судя по преобладающим минералам, гранодиориты можно отнести к Сф—Ап типу, биотитовые граниты к Сф—Ап—Цр, а аляскиты к Илм—Цр (+Фл), т. е. по мере уменьшения температуры и давления и возрастания R_{H_2O} , R_{O_2} протекал процесс вытеснения более основного сфена (ΔZ при 700° и 3 кбар равен —123,8 ккал/г-атом кислорода) на менее основной ильменит (ΔZ при 700° и 3 кбар равен —101,6 ккал/г-атом кислорода), или, как и следовало ожидать, происходило вытеснение силиката окислом. В ходе эволюции становился неустойчивым апатит, он замещался монацитом и флюоритом. Резкое возрастание содер-

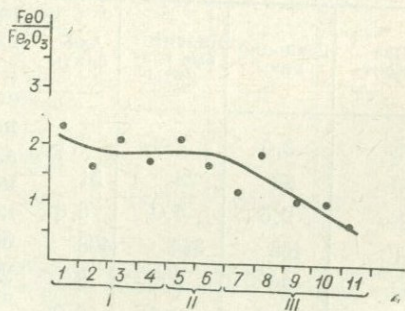


Рис. 29. Степень окисления железа в гранитоидах Зерендинского купола
I — гнейсы, II — гранодиориты, III — граниты и аляскиты.

Содержание аксессуарных минералов в гранодиорит — гранит-аляскитовых сериях (Кочетавская глыба), г/т

Минерал	Гранодиориты (n=9)	Биотитовые граниты (n=21)	Аляскинты (n=16)
Касситерит	—	+	4
Ильменит	16,9	26	1218
Магнетит	406	1264	3300
Сфен	4540,3	2680	9,5
Циркон	46,3	215	104
Гранат	2,0	16,3	—
Монацит	—	0,4	36
Апатит	1206,4	140	25
Флюорит	—	5	83

Примечание. + (плюс) — присутствует в породе; — (минус) — отсутствует.

жания магнетита от гранодиорита к аляскиту дает основание утверждать, что значительная часть магнетита в аляскитах образовалась в результате разрушения амфиболов и слюд в ходе эволюционного развития системы.

Сравнение содержаний редких элементов в серии гранодиорит — гранит — аляскит для Зерендинского массива (табл. 14)

Таблица 14
Содержание редких элементов в гранитоидах Зерендинского массива, γ/г

Элемент	Гранодиориты	Биотитовые граниты	Аляскинты
Ta	2,6	2,8	2,1
Nb	28	23	31
Be	2,5	4,0	6,6
Rb	165	344	408
Li	26	30	8
Sn	4,7	6,5	7,0

показывает, что в этом ряду количество Ta практически не менялось; Be, Rb и Sn повышалось, а Nb повышалось в аляскитах, но уменьшалось в Би гранитах; Li незначительно возрос в Би гранитах, но резко снижался в аляскитах. В общем же, за исключением лития, в аляскитах увеличивалось содержание сверхстехиометрических компонентов, привносимых глубинными флюидами во все уменьшающийся объем остаточного гранитного расплава.

Распределение редких элементов в лейкократовых Би гранитах представлено в табл. 15.

Распределение редких элементов по минералам среднезернистых лейко-
кратовых гранитов Зерендинского массива

Минеральный состав пород	Содержа- ние мине- ралов в породе, %	Содержание компонентов в минералах, г/т				
		Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O
Плагиоклаз . . .	44,2	0,0	9,0	21	15	23,4
Калиевый поле- вой шпат . . .	21,8	0,5	8,0	120	50	730
Кварц	28,8	0,0	1,8	7	0,0	0,14
Биотит	2,5	6	100	14	285	1413
Акцессорные ми- нералы	2,7	—	—	5	20	20
сфен	0,5	320	4500	—	—	—
циркон	0,6	200	710	—	—	—
прочие минера- лы	1,6	20	70	—	—	—
Плагиоклаз . . .	—	—	397,8	928,2	1089	10342,8
			10,8	64,6	36,9	34,00
Калиевый поле- вой шпат . . .	—	10,9	174,4	261,6	1090,0	15914,0
		3,4	3,7	18,1	37,2	53,0
Кварц	—	—	51,8	201,6	—	403,2
			1,4	14,0	—	1,3
Биотит	—	15,0	250,0	35,0	712,5	3532,5
		4,4	0,6	2,4	24,1	11,6
Акцессорные ми- нералы	—	—	—	13,5	54,0	54,0
				0,9	1,8	0,1
сфен	—	160,0	2250,0	—	—	—
		47,2	61,9	—	—	—
циркон	—	120,0	426	—	—	—
		35,5	11,0	—	—	—
прочие минера- лы	—	32,0	112,0	—	—	—
		9,4	3,0	—	—	—
Σ		337,9	3662	1439,9	2945,5	30246,5

Примечание. В числителе произведение данных графы 2 на данные
граф 3—7; в знаменателе количество компонента, заключенного в минерале к
валовому содержанию компонента в породе, %.

Составы гранодиоритов

№ п/п	Элемент	Гранодиориты в амфиболитовой фации (Гд-1)	Гранодиориты в зеленосланцевой фации (Гд-2)	Разница (Гд-2) — (Гд-1)
1	SiO ₂	63,9	66,3	+3,0
2	Al ₂ O ₃	1532	14,7	-0,6
3	Fe ₂ O ₃	1,50	1,4	-0,1
4	FeO	3,37	2,40	-0,9
5	CaO	3,65	3,3	-0,35
6	MgO	2,10	2,30	+0,2
7	TiO ₂	0,70	0,50	-0,2
8	MnO	0,07	0,07	—
9	K ₂ O	4,10	4,30	+0,2
10	Na ₂ O	4,40	3,40	-1,0
11	П. п. п.	0,60	0,9	+0,3
12	P ₂ O ₅	0,45	0,18	-0,27
	Σ	100,1	99,75	—
13	Ta	1,9	2,0	+0,1
14	Nb	23	26	+3
15	Sn	6	6	±0
16	Be	2	3	+1
17	Li	16	20,0	-4
18	Rb	163	200	+27

Примечание. Содержание элементов 1—12 дано в вес. %; элементов 13—18 — в γ/г.

Из таблицы видно, что основная масса Ta и Nb заключена в сфене, цирконе и других аксессуориях, что соответствует аналогичным данным Л. Л. Ляховича (1970). Бериллий заключен главным образом в плагиоклазе, а Li в Пл + Кпш и в меньшей мере в Би. Основным минералом-концентратором Rb является Кпш, на втором месте Пл и на третьем Би, хотя максимальные содержания Rb фиксируются в Би.

В западной части Зерендинского массива были взяты пробы гранодиоритов из амфиболитовой фации метаморфизма (район с. Аккан-Бурлук) и аналогичного гранодиорита, но залегающего на ~1 км выше по разрезу в Кв — Хл — Сер сланцах.

Сопоставление по единичным пробам нельзя признать вполне достоверным, но полученные данные весьма показательны (табл. 16). Из сопоставления следует, что в гранодиоритах из зеленосланцевой толщи больше Si, Mg, K, летучих (п. п. п) и H₂O, всех остальных компонентов меньше, т. е. они обогащались K, Si, Mg и H₂O (?). В них также зафиксировано повышенное содержание Nb и Rb и уменьшение Li; для Be, Ta и Sn что-либо определенного сказать нельзя. При валовом сопоставлении гранодиоритов Кокчетавской глыбы из пород амфиболитовой и зеленосланцевой фации в последних отмечается более высокое содержание K, Si, H₂O, Rb, что, возможно, указывает на их эволюцию в более высокой части разреза в сторону Би гранитов. Но наряду с этим была установлена и полная идентичность сравниваемых пород, поэтому поставленная задача еще требует своего решения.

Степень изменения состава гранитоидного расплава будет зависеть главным образом от длительности его эволюции. При быстрой кристаллизации в породе законсервируются квазиравновесные соотношения между фазами, отвечающие более глубокому уровню; в фации зеленых сланцев встречаются тела ультраосновных пород, в которых равновесие между фазами устанавливалось в верхней мантии. При медленной кристаллизации, когда химические потенциалы вполне подвижных компонентов задаются извне, расплав будет эволюционировать в сторону все более кислых разностей с более высоким содержанием K, воды и сверхстехиометрических компонентов.

ГРАНОСИЕНИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ СИЕНИТЫ

Гранитоиды этой группы отличаются нефациальным характером взаимоотношений с вмещающими породами, что предопределено их гипабиссальными субвулканическими условиями образования. Для них характерны тесная ассоциация с кислыми и щелочными эффузивными породами, широкое и интенсивное развитие калиевого метасоматоза во вмещающих алюмосиликатных породах и приуроченность к зонам активизации, за пределами которых эти массивы встречены не были. Существует своеобразная геохимическая и петрологическая специализация зон активизации в отношении унификации всех массивов данного типа, связанных с конкретной зоной активизации. Так, для Кокчетавской глыбы вдоль Срединной зоны активизации на расстоянии ~ 150 км размещаются четыре массива граносиенитов и кварцевых сиенитов, связанных с субвулканическими структурами: с запада на восток Шок-Карагай, Еленов-

ский, Лесной и Богдановский. При этом Лесной тяготеет больше к Восточной зоне активизации, являясь аналогом указанных массивов, которые характеризуются общностью многих черт. В зависимости от глубины формирования для этих массивов свойственны некоторые отличия. Вдоль Чаглинской зоны активизации выявлено три массива граносиенитов и кварцевых сиенитов, которые являются более глубинными: с ними не связаны эффузивы и они не приурочены к субвулканическим аппаратам. Если, например, на Еленовском массиве на контакте с фельзит-порфирами сиениты приобретают порфировидный характер и в них даже появляется стекло, то на Жиландинском, типичном для Чаглинской зоны активизации, на контакте с вмещающими породами граносиениты почти не меняют структуры и состава. Это позволяет все массивы граносиенитового ряда, относимые на Кокчетавской глыбе к еленовскому комплексу, расположить по глубинности следующим образом: Жиландинский — наиболее глубинный, Еленовский и Лесной — близповерхностные субвулканические массивы: Шок-Карагай и Богдановский — приповерхностные вулканические образования.

Петрографический состав граносиенитов однообразен и дан в табл. 17. Очевидно, что по мере уменьшения глубины формирования в породе резко возрастает содержание Кшп, особенно в наименее глубинном Еленовском массиве, что влечет за собой уменьшение Кв и Пл. Характерно снижение содержания Би и исчезновение Амф. Широкое развитие получают процессы мусковитизации, т. е. по мере уменьшения глубины формирова-

Таблица 17

Состав граносиенитов в Жиландинском и кварцевых сиенитов в Еленовском массивах

Минерал	Граносиениты (n=18)		Кварцевый сиенит (n=14)	
	I фазы	II фазы	II фазы	III фазы
Кварц	13,6	20,1	7	12
Калишпат	47,8	38,1	85	65,1
Плагиоклаз	28,4	35,5	2	13,6
Биотит	2,7	1,8	0,2	0,4
Амфибол	3	—	—	—
Хлорит	—	—	—	—
Эпидот	2,5	—	—	—
Мусковит	1,8	—	5	7,6

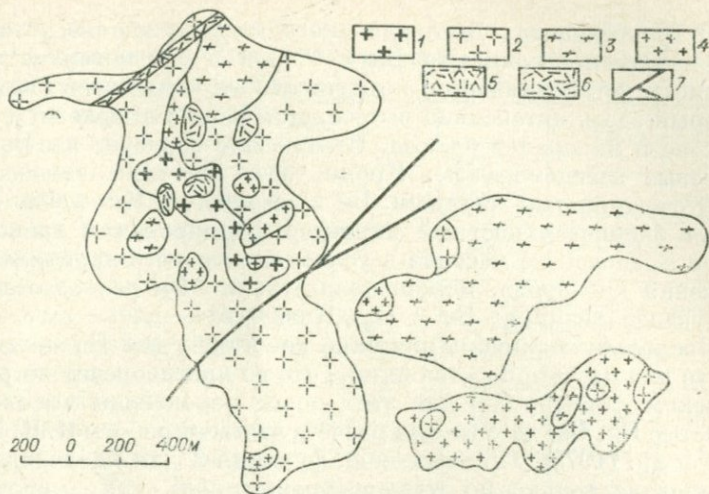


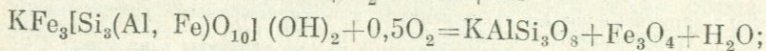
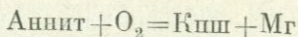
Рис. 30. Схема строения Еленовского массива.

1 — крупнозернистые граносиениты; 2 — среднезернистые граносиениты; 3 — среднезернистые порфировидные граносиениты; 4 — мелкозернистые граносиениты; 5 — альбитизированные кислые эффузивы и их туфы; 6 — дайка щелочных фельзит-порфиров; 7 — тектонические нарушения.

ния порода становится существенно калишпатовой (до 90%) с подчиненным количеством кварца. Эта же особенность проявляется и в комагматических с данным типом пород трахитоидных эффузивах. Так, на Еленовском массиве трахитоидные фельзит-порфиры, которые слагали вулканический аппарат, вмещающий массив, имеют порфировую структуру с фельзитовой, микропйклитовой и сферолитовой основной массой. Порфировые вкрапленники в большинстве случаев представлены Кпш, основная масса также Кв — Кпш, Пл кислый (№ 3—5) и имеют подчиненное развитие. На этом массиве кварцевые сиениты секутся дайками офировых порфиров (рис. 30), которые также имеют существенный Кв — Кпш состав. Интрузивные и эффузивные породы Еленовского массива мало отличаются друг от друга по составу, что подчеркивает их комагматичность. Наряду с изменением валового состава породы изменяется и состав минералов. Калиевый полевоы шпат во всех породах этого типа отвечает промежуточному или низкому триклинному ортоклазу (по классификации А. Ф. Марфунина). В наиболее глубинных граносиенитах плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином, а в приповерхностных — альбитом (№ 5—10).

В граносиенитах Жиладинского массива вполне устойчивой является ассоциация Би + Рог, а в близповерхностных массивах устанавливается незначительное количество биотита, который здесь интенсивно вытесняется Кпш с выделением лейкоксена и минералов железа. Иногда Мус образует по Би гомоосевые псевдоморфозы. Кроме того, Би часто замещается крипточешуйчатым светлым Би в ассоциации Кв + Фл. Учитывая близповерхностный характер формирования граносиенитов Еленовского массива в условиях высокого парциального давления кислорода, можно полагать, что Би распадается по следующей реакции: $\text{Би} + \text{O}_2 = \text{Кпш} + \text{Мг}$.

Поскольку термодинамические константы для Би неизвестны, то для расчета берется аннит, что не противоречит петрологическим данным, ибо для этих пород характерны высокожелезистые Би. Все данные для расчета взяты из работы И. К. Карпова и др. (1972). К сожалению, функция Z для кислорода табулирована только по температуре.



ΔZ реакции при 1 кбар 700°C :

$$\Delta Z_P = (-953,8) + (-287,7) + (-287,7) + (-76,3) - \\ - (-1261,9) + (-18,3) = -37,6 \text{ ккал/моль};$$

ΔZ реакции при 1 кбар 800°C :

$$\Delta Z_P = (-967,0) + (-297,2) + (-80,3) - (-1284) + \\ + (-21,2) = -39,3 \text{ ккал/моль}.$$

Для этой же реакции при 2 кбар и 700°C $\Delta Z_P = -36,5$ ккал/моль, при 2 кбар и 800°C $\Delta Z_P = -37,9$ ккал/моль, а при 5 кбар и 800°C $\Delta Z_P = -35,9$ ккал/моль.

Таким образом, при одной и той же температуре повышение общего давления обусловит большую устойчивость аннита по сравнению с ассоциацией $\text{Кпш} + \text{Мг} + \text{H}_2\text{O}$. Следовательно, более глубинные граносиениты должны характеризоваться устойчивыми Би парагенезисами, а малоглубинные вытеснением Би ассоциацией $\text{Кпш} + \text{Мг}$. В общем виде эволюцию граносиенитового расплава можно представить в таком виде: средние глубины: $\text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Пл} + \text{Би} + \text{Амф}$; малые глубины: $\text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Пл} \pm \text{Би}$; приповерхностные условия: $\text{Кпш} + \text{Кв} \pm \text{Пл}$.

Условия формирования этих массивов предопределили многие своеобразные черты эволюции их химического состава. Средние составы, по данным силикатного анализа, указаны в табл. 18, из которой видно, что первоначальная магма пре-

Химический состав гранитоидов еленовского комплекса

терцела довольно существенные изменения. Химический состав граносиенитов с уменьшением глубины изменяется в сторону возрастания содержания К и сокращения Na, что выражается в формировании в приповерхностных условиях существенно калишпатовых пород. С глубиной повышается содержание фосфора, титана и кремния с одновременным уменьшением алюминия, летучих — H_2O, F и доли закисного Fe. Эволюция граносиенитовых расплавов по мере поднятия к земной поверхности направлена в сторону повышения активности К, H_2O, F и кислорода, что сопровождается появлением определенных минеральных ассоциаций.

В зависимости от глубины формирования массивов изменяется и характер автометасоматических процессов. В табл. 19 указана относительная степень проявления метасоматических процессов, где значения вычислены как отношение минерала магматического к метасоматическому (по данным подсчетов минералов разных генераций в шлифах). Чем больше численная величина, тем меньше степень развития данного метасоматического процесса, поскольку она фиксирует преобладание магматического минерала над метасоматическим. Полученные данные подтверждают, что с уменьшением глубины возрастает интенсивность кислотного выщелачивания, выраженная в окварцевании. С ростом глубины связано усиление степени альбитизации и калишпатизации, хотя среди отдельных массивов от ранних к поздним фазам интенсивность процесса иногда нарастает. Но наиболее ярко по мере уменьшения глубины формирования массивов этого типа проявляется широкое развитие

Элемент	Кварцевые сиениты Еленовского массива (13 проб)	Граносиениты	
		Лесного массива (9 проб)	Жиландинского массива (5 проб)
Возрастание глубины формирования →			
SiO_2	64,21	67,1	68,36
Al_2O_3	16,93	15,22	15,58
Fe_2O_3	2,4	1,46	1,53
FeO	1,74	1,75	2,58
TiO_2	0,25	0,50	0,45
MnO	0,10	0,07	0,14
P_2O_5	0,09	0,27	—
MgO	0,49	0,57	0,33
CaO	0,92	1,05	0,21
K_2O	7,20	6,87	6,0
Na_2O	4,19	4,59	4,9
H_2O	0,29	0,13	—0,2
F	0,16	0,05	—

Характеристика постмагматических процессов в массивах еленовского комплекса

Породы	Окварцевание	Калишпатизация	Альбитизация
<i>Жиландинский массив (средних глубин)</i>			
Граносиенит I фазы	6,08	53,6	6,3
Граносиенит II фазы	6,65	8,98	1,8
<i>Лесной массив (малых глубин)</i>			
Среднезернистый граносиенит . .	2,4	33,7	3,2
Мелкозернистый граносиенит . .	3,4	13,4	5,4
<i>Еленовский массив (малых и приповерхностных глубин)</i>			
Кварцевый сиенит I фазы		—	4,8
Среднезернистый кварцевый сиенит II фазы	2,1	116,7	11,9

окварцевания. В приповерхностных условиях процесс захватывал огромные массы пород, что выразилось в формировании в пределах Еленовского массива линейных штокверков вторичных кварцитов с реликтами в разной мере измененных пород. Процессу окварцевания предшествует альбитизация кварцевых сиенитов. В итоге образуются зоны альбитизации и окварцевания с ассоциацией $Kв + Альб + Kпш$ (реликтовый) \pm Мус, Сер \pm Фл. Если процесс завершается, то образуются мономинеральные вторичные кварциты, которые иногда развиваются и по эффузивным породам.

Малоглубинные граносиенитовые и кварцсиенитовые массивы формировались в кальдерообразных структурах в условиях экзотермостатирования под воздействием существенно калиевых трансмагматических растворов. Размеры массивов ограничивались масштабами вулканических аппаратов, они практически венчали собой протяженную магматическую колонку, которая играла роль стабильного флюидопроводника. Поэтому на магматической стадии развития процесса по мере уменьшения глубин происходило однонаправленное повышение активности К, что привело к образованию почти мономинеральных калишпатовых пород (80—90 % Кпш) в неках вулканических аппаратов. По этой же причине происходила и калишпатизация алюмосиликатных пород, в которые внедрялись

граносиениты, несущие в себе большое количество сверхстехиометрического К. Так, на Лесном массиве на контакте с граносиенитами ореол интенсивной калишпатизации достигает 80—100 м, а в некоторых местах степень калишпатизации настолько значительна, что порода по составу приближается к аляскиту и начинают формироваться своеобразные метасоматические аляскиты по гранодиоритам. В гранодиоритах еленовского комплекса окварцевание и альбитизация проявлены в сильной и средней степени, калишпатизация, мусковитизация и флюоритизация в средней и хлоритизация, эпидотизация, биотитизация и карбонатизация в слабой степени.

В зависимости от глубины формирования изменяется и состав аксессуарных минералов в граносиенитах и кварцевых сиенитах (табл. 20). С возрастанием глубины увеличивается содержание ильменита, циркона и особенно апатита, уменьшаются содержания рутила, брукита, анатаза, магнетита и флю-

Таблица 20

Важнейшие аксессуары гранитоидов еленовского комплекса, г/т

Минерал	Кварцевый сиенит Еленовского массива (9 проб)	Граносиениты	
		Лесного массива (9 проб)	Жиландинского массива (6 проб)
←→ Возрастание глубины формирования →→			
Ильменит	14	90	78
Рутил, брукит, анатаз . .	227	—	1,5
Магнетит	4711	4160	2608
Сфен	12	84	—
Торит	+	+	—
Ортит	+	1,6	—
Циркон	408	1264	1132
Турмалин	1	28	--
Гранат	1	2,7	--
Дистен	80,7	—	—
Монацит	9	20	8
Апатит	46	260,4	560
Флюорит	160	+	+
Топаз	4	50	—

орита. Для граносиенитов Лесного массива, занимающих промежуточное положение, свойственны максимальные содержания турмалина, сфена, топаза, монацита, количество которых в породах уменьшается как с повышением, так и с уменьшением глубины формирования массивов, т. е. для Тур и Топ наиболее свойственны средние глубины, а для Фл — приповерхностные условия.

Если учесть, что процесс эволюции расплавов протекал в обстановке изменения активности кислорода, то, очевидно, можно выделить несколько характерных ассоциаций минералов, а именно:

Возрастание активности кислорода

Уменьшение глубины формирования

Илм→Маг+Рут

Ап→Фл

Би→Орт+Маг

Обращает на себя внимание развитие кианита в кварцевых сиенитах Еленовского массива, который устанавливается почти во всех протолочках. Следует отметить, что вмещающие массив кварциты и гранодиориты кианит не содержат, он является магматическим минералом. Это не противоречит экспериментальным данным, по которым кривая моновариантного равновесия кианит — андалузит на $P - T$ диаграмме начинается от $200-300^\circ$ и 4 кбар (Карпов, Киселев, Летников, 1971). На случаи нахождения кианита в гранитоидах указывали и другие исследователи. По данным протолочечных проб видно, что намечается известный антагонизм между топазом и кианитом, т. е. с уменьшением глубины формирования граносиенитов происходит смена топаза на ассоциацию кианит+флюорит.

Геохимия редких элементов

Редкие элементы в породах еленовского комплекса распределены неравномерно и очень тонко реагируют на изменение физико-химических условий течения процесса. Из табл. 21 видно, что их содержание изменяется в зависимости от глубины формирования массивов. С уменьшением глубины в гранитоидах этого комплекса резко возрастает содержание Nb (от 3 до 20 раз) и в 1,5 раза Ta. Это приводит к развитию колумбита в кварцевых сиенитах Еленовского массива, подверженных

Редкие металлы в гранитоидах еленовского комплекса

Порода	Содержание элементов, $\mu\text{г}$ (в скобках количество проб)						Соотношение элементов				
	Ta	Nb	Sn	Be	Li	Rb	$\frac{\text{Nb}}{\text{Ta}}$	$\frac{\text{Li}}{\text{Ta}}$	$\frac{\text{Li}}{\text{Nb}}$	$\frac{\text{Na}}{\text{K}}$	$\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$
<i>Еленовский массив</i>											
Крупнозернистые кварцевые сиениты (I фаза)	3,0(8)	164(15)	—	—	Нет(12)	573(12)	55,0	634	12	0,58	84,0
Среднезернистые кварцевые сиениты (II фаза)	1,8(5)	251(51)	3,0(12)	22(16)	Нет(14)	547(14)	140	445	3	0,64	75
Мелкозернистые кварцевые сиениты (III фаза)	3,0(16)	218(28)	3,0(14)	17(14)	Нет(15)	619(15)	72	467	5	0,65	73
<i>Лесной массив</i>											
Среднезернистые граносиени- ты	0,6(3)	—	—	3,0(17)	16(14)	364(14)	—	640,0	19	0,66	121
Мелкозернистые граносиениты, кварцевые сиениты	1,6(3)	—	—	3,0(15)	16(11)	450(12)	—	940,0	7	—	101
<i>Жиландинский массив</i>											
Крупно-среднезернистые квар- цевые сиениты	2,0(9)	56(14)	7(15)	4(14)	32(15)	105(15)	28	—	—	0,73	384
Мелкозернистые кварцевые сиениты	2,3(2)	14(10)	5,0(10)		Нет(12)	500(12)	6	—	—	—	—

Увеличение глубины

даже слабому послемагматическому изменению (окварцевание, альбитизация). Минералы массива характеризуются максимальным, для данного типа гранитоидов, содержанием Ta и Nb. Для этих пород свойственно снижение с глубиной Nb/Ta соотношения от 140—55 для Еленовского массива до 28 и 6 для Жиландинского. Следовательно, повышение активности кислорода и калия в граносиенитовых расплавах резко обогащает их Nb и значительно меньше Ta. В этом же направлении возрастает концентрация F и флюорита в породах, т. е. повышение активности кислорода в щелочном гранитном расплаве благоприятствует накоплению более кислотного компонента Nb по сравнению с более основным Ta. Этот фактор действует и при эволюции отдельного магматического очага. Так, на Еленовском массиве цирконы более ранних сиенитов обогащены Ta, а поздних Nb, при этом Ta/Nb соотношение изменяется от 1 : 2 до 1 : 8 (табл. 22).

В слабо окварцованных кварцевых сиенитах Еленовского массива основное количество Ta и Nb заключено в аксессуориях (табл. 23) и Кпш. Весьма характерно, что с глубиной Ti : Ta и Ti : Nb соотношение возрастает, что создает условия для рассеяния Ta и Nb в титансодержащих минералах. Характерно, что в породах еленовского комплекса, в которых установлен колумбит, содержание Ti в породе всего лишь в 3—12 раз превышает содержания Nb, что создает благоприятные условия для появления самостоятельной ниобиевой минерализации (Гинзбург, 1964).

С уменьшением глубины в граносиенитах в 3—5 раз возрастает содержание Be, который в породах этого комплекса достигает максимальных содержаний в Пл и Кпш, но в сиенитах Еленовского массива его заключено в Кпш ~ 90% (см. табл. 23). В отличие от этих элементов количество Sn в породе с уменьшением глубины снижается почти в 2 раза. Одна из причин такого

Таблица 22

Содержание Ta и Nb в цирконах Еленовского массива, γ/т

№ пробы	Порода	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta:Nb
606/27	Кварцевые сиениты I фазы	0,052	0,096	1:1,9
612/27	То же	0,270	0,630	1:2,4
242/27	Кварцевые сиениты II фазы	0,043	0,349	1:8
242/27	То же	—	0,8	—

Среднезернистые слабо окварцованные кварцевые сyenиты Еленовского массива

Минеральный состав породы	Содержание минералов в породе, %	Содержание элементов в минералах, г/т					
		Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	SnO ₂	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O
Плагиоклаз	3,0	1,5	9	0,0	23	30,0	50
Калиевый полевой шпат	86	1,0	9,0	1,0	18	0,0	460
Кварц	8,0	1,0	10	1	7	0,0	14
Биотит	0,2	5	110	15	10	200	380
Акцессорные минералы:	0,35	—	—	48	22	—	—
брукит	0,03	20	3000	—	—	—	—
колумбит	0,014	20000	70000	—	—	—	—
циртолит	0,16	200	1400	—	—	—	—
касситерит	0,0003	—	—	77000	—	—	—
Плагиоклаз	—	4,5	27	—	69	90	150
		1,0	1,2	—	4,1	69,2	0,3
Калиевый полевой шпат	—	86	774	86	1548	—	39560
		20,8	35,2	50,0	91,9	—	99,1
Кварц	—	8	80	8	56	—	112
		1,9	3,6	4,6	3,3	—	0,3
Биотит	—	1,0	22	3	2	40	76
		0,2	1,0	1,7	0,1	30,7	0,2
Акцессорные минералы:	—	—	—	51,8	7,7	—	—
		—	—	30,1	0,4	—	—
брукит	—	0,6	90	—	—	—	—
		0,1	4,0	—	—	—	—
колумбит	—	280	980	—	—	—	—
		67,9	44,9	—	—	—	—
циртолит	—	32	224	—	—	—	—
		7,7	10,1	—	—	—	—
касситерит	—	—	—	23,1	—	—	—
		—	—	18,6	—	—	—

Примечание. В числителе произведение данных графы 2 на данные графы 3—8; в знаменателе количество компонента, заключенного в минерале, по отношению к валовому содержанию компонента в породе, %

явления заключается, вероятно, в исчезновении биотита в приповерхностных граносyenитах, который служит основным минералом-концентратором для Sn, так как в Кв, Кпш и Пл содержание Sn колеблется $\approx 1\gamma/\text{г}$ (см. табл. 23).

Если рассматривать щелочные элементы Li и Rb, то становится ясной роль биотита как основного концентратора Li (см. табл. 24). В приповерхностных кварцевых сyenитах Еленовского массива Би практически нет, что обуславливает резкое снижение содержания Li в породе, которое лежит за пределами чувствительности анализа. При сравнении пород Лес-

ного и Жиландинского массивов видно, что с уменьшением глубины количество Li в породах снижается, а это связано с возрастанием активности более щелочного элемента К. Параллельно с повышением содержания К в породах растет и содержание Rb, достигающее максимальных значений в приповерхностных сиенитах, сложенных главным образом Kпш, в котором и заключено 99% Rb (см. табл. 23). Накопление Rb влияет на снижение К : Rb отношения от 384 для глубинных до 73—84 для приповерхностных образований. Характерно, что верхние части магматических колонн граносиенитового состава также обедняются Na, что выражается в уменьшении Na : К отношения от 0,73 для Жиландинского массива до 0,58 у Еленовского.

В отличие от гранитоидов больших и средних глубин формирования, где поведение многих элементов по фазам меняется несущественно, гранитоиды малых глубин, наоборот, характеризуются широкой изменчивостью в поведении целого ряда элементов в производных различных фаз магматической деятельности. Наиболее хорошо изучено в граносиенитах II и III фаз Еленовского массива распределение Ta, Nb и U (табл. 24).

Из приведенных данных следует, что среднее содержание Ta и U в обеих разновидностях граносиенитов остается практически постоянным, а Nb уменьшается в граносиенитах III фазы, что выражается в увеличении Ta : Nb отношения в акцессорном колумбите. Для граносиенитов Еленовского массива, сформировавшихся при высоком потенциале К в близповерхностных условиях, характерно ослабление силы связи между Ta и Nb, чего в других гранитоидах не замечалось. Так, только в мелкозернистых граносиенитах III фазы полный коэффициент корреляции Ta и Nb $r = +0,68$, а в среднезернистых $r = +0,18$. Связь Ta и Nb с U отсутствует, о чем свидетельствуют коэффициенты в уравнении регрессии. Так, для мелкозернистых граносиенитов III фазы $Ta_2O_5 = 0,036$, $Nb_2O_5 + 0,0000056 U$, а для граносиенитов II фазы $Ta_2O_5 = 0,008$, $Nb_2O_5 - 0,00002 U$. В обоих

Таблица 24

Распределение Ta, Nb и U в граносиенитах Еленовского массива

Элемент	II фаза (n=23)			III фаза (n=20)		
	X, %	D	σ	X, %	D	σ
Ta ₂ O ₅	0,002	0,000001	0,0012	0,0018	0,000001	0,0012
Nb ₂ O ₅	0,046	0,0003	0,017	0,036	0,0005	0,023
U	0,0030	0,0146	0,0012	0,0029	0,0046	0,0006

Редкие элементы в граносиенитах и щелочных кварцевых порфирах

Элемент	Граносиениты (n=33)			Кварцевые порфиры (n=27)		
	X, %	D	σ	X, %	D	σ
Ta ₂ O ₅	0,0018	0,0000014	0,0012	0,0015	0,0000018	0,0014
Nb ₂ O ₅	0,036	0,0005	0,0228	0,021	0,00032	0,018
U	0,0030	0,0046	0,0007	0,0018	0,0077	0,0008
BeO	—	—	—	0,0025	0,000001	0,0011
SnO ₂	—	—	—	0,0032	0,000002	0,0016

случаях влияние Nb и U на поведение Ta ничтожно мало. Об эволюции редких элементов в щелочных расплавах можно судить по данным сравнения поведения Ta, Nb, U в граносиенитах III фазы Еленовского массива и комагматичных с ними щелочных кварцевых порфирах массива Шок-Карагай, петрохимическая идентичность которых и генетическое родство устанавливаются однозначно (Летников и др., 1967; Летников, 1969 и др.). Геологические данные показывают, что наиболее поздние граносиениты Еленовского массива в генетическом отношении должны быть ближе всего к кварцевым порфирам Шок-Карагай.

При сравнении разновидностей этих пород (табл. 25) видно, что во всех случаях в граносиенитах, образовавшихся в близповерхностных условиях (1—2 км), содержание Ta, Nb, U выше, чем в их эффузивных аналогах при довольно близких величинах дисперсии (D). Это соотношение можно объяснить тем, что более высокие концентрации редких элементов в граносиенитах обусловлены длительным воздействием на кристаллизующийся расплав сквозьмагматических растворов, привносящих эти элементы, или они покинули расплав в близповерхностных условиях вместе с летучими при дегазации расплава. Сравнение газовой составляющей этих двух пород как будто бы подтверждает вторую точку зрения, но для окончательного ответа аналитических данных пока недостаточно.

Минимальные температуры кристаллизации граносиенитов и кварцевых сиенитов приведены в табл. 26 (рассчитаны по методу А. Л. Александрова, 1970).

Если считать температуру кристаллизации гранитоидов III фазы и жильных граносиенитов наиболее близкими к температурам магматических расплавов, поскольку эти породы кристаллизуются быстро, то ориентировочно можно считать,

Минимальные температуры кристаллизации гранитоидов еленовского комплекса

Порода	Т, °С	Порода	Т, °С
<i>Еленовский массив</i>			
Кварцевые сиениты I фазы	580	Граносиениты II фазы . . .	590
Кварцевые сиениты II фазы	560	То же	580
То же	570	»	610
»	560	»	595
Кварцевые сиениты III фазы и жильные сиениты	630	»	580
То же	610	<i>Жиландинский массив</i>	
»	650	Биотит — роговообманковые граносиениты . . .	800
Кварцевые сиениты III фазы и жильные сиениты	630	Граносиениты	640
		То же	645
		»	635
		»	580
		»	605
<i>Лесной массив</i>			
Граносиениты II фазы	580		
То же	610		
»	595		
»	580		

что кварцсиенитовая магма, аномально обогащенная калием, водой, летучими и другими сверхстехиометрическими компонентами, в условиях экзотермостатирования в неэквальной вулканической структуре имела температуру около 700°C . В том случае, если эта магма кристаллизовалась в термостатированных условиях в недрах вулканического аппарата, то ее субсолидус опускался до $560\text{--}580^{\circ}$, что является минимальным значением для всех известных магматических образований. В аналогичных условиях кристаллизовались и граносиениты Лесного массива, которые размещались внутри вулканического аппарата, температура их кристаллизации варьировала от 580 до 610° , характеризуясь удивительной близостью цифр (см. табл. 27).

Наиболее глубинные Би — Рог граносиениты Жиландинского массива, размещавшиеся в породах амфиболитовой фации метаморфизма, характеризуются более высокими температурами, в основном $605\text{--}645^{\circ}$, а в одном случае и 800° . Как указывалось, эти граносиениты намного беднее К, H_2O и летучими.

Изложенные материалы позволяют предполагать следующий механизм формирования граносиенитовой и кварцсienитовой ветви гранитоидов еленовского комплекса в условиях Кокчетавской глыбы.

Массивы формировались в пределах зон активизации под воздействием глубинных существенно калиевых флюидов. Это определило длительный характер эволюции расплавов в условиях экзотермостатирования, когда расплав имеет возможность изменять свой состав в связи с изменением $P-T$ условий и активности вполне подвижных компонентов. Каждый термодинамический уровень развития такой магматической колонны будет характеризоваться вполне определенным составом, стремящимся к минимуму свободной энергии при заданных известных интенсивных параметрах состояния системы. Поскольку такая магматическая колонна заканчивается наверху субвулканической постройкой (что видно из приведенных геологических данных), то по мере приближения к поверхности магматическое тело постепенно сужается. Следовательно, даже при стационарном потоке флюидов через такое магматическое тело, наиболее интенсивному воздействию будут подвержены его верхние части, где активность K будет максимальной; в этом же направлении будет повышаться и активность кислорода. Следствием такого процесса является закономерное изменение состава пород (расплавов) по мере приближения к дневной поверхности. Повышение активности K приводит к формированию преимущественно кварц-калишатовых пород с содержанием $K_{пш}$ до 90%. Повышение активности кислорода обуславливает неустойчивость Bi и $Рo$ и последовательное замещение $Bi \rightarrow Pо$ и затем $Mgt + K_{пш} \rightarrow Bi$ с широким развитием различных минералов-окислов. Эволюция расплавов по мере уменьшения глубины направлена в сторону снижения температуры солидуса, чему благоприятствует повышение активности K , H_2O и других сверхстехиометрических компонентов, повышающих энергию активации кристаллизации расплавов, что влияет на их длительную сохранность в области субсолидуса.

Таким образом, можно полагать, что самостоятельной граносиенитовой или кварцсienитовой магмы в процессе палингенеза не возникает; она образуется за счет обычной гранитной (или даже гранодиорит-гранитной) магмы при ее дальнейшей сиенитизации под воздействием глубинных трансмагматических флюидов, преобразующих расплавы в условиях термостатирования в пределах региональных зон активизации, которые играют роль тепловыводящих структур. Все особенности таких пород зависят от глубины их формирования, которая определяет степень сиенитизации расплава и его минеральный

и химический состав. Поэтому наиболее глубинные массивы этой формации имеют много общих геохимических и петрологических черт с гранитами и гранодиоритами данного региона, так как первоначальная гранитная магма в корневых частях этих магматических систем претерпела меньшую сиенитизацию, чем в верхних частях такой магматической колонны.

БИОТИТОВЫЕ ГРАНИТЫ С АКЦЕССОРНЫМ КОЛУМБИТОМ (колумбитоносные граниты)

Интерес к этим своеобразным гранитам и их интенсивное изучение вызваны присутствием в их составе акцессорного колумбита в сочетании с широким развитием оловянного оруденения.

В настоящее время, судя по литературным данным, описаны две провинции колумбитоносных гранитов — в Северной Нигерии и на Кокчетавской глыбе. Представления о нигерийских гранитоидах получены нами из литературных источников и в результате обработки коллекции образцов, любезно предоставленной Н. А. Логачевым. Кокчетавская провинция колумбитоносных гранитов изучалась автором в течение последних 10 лет, краткие результаты излагаются ниже в сравнительном сопоставлении с Нигерийским регионом.

На Кокчетавской глыбе выявлены следующие массивы биотитовых колумбитоносных гранитов (Летников, 1972; Подольский, 1964) (см. цифровые обозначения на рис. 31): 1 — Золотоношский, 2 — Орлиногорский, 3 — Ольгинский, 4 — Лавровский, 5 — Озерский, 6 — Аиртавский, 7 — Имантавский, 8 — Домашненский, 9 — Васильевский; массивы биотитовых частично колумбитоносных гранитов: 10 — Володарский, 11 — Северный (с.-з. Орлиногорского); участки: 12 — Малиновский, 13 — Заборовский, где в дайках биотитовых гранитов отмечался акцессорный колумбит.

Граниты, слагающие эти массивы, характеризуются общностью многих черт петрохимического, геохимического и минералогического характера, а в основном присутствием в их составе акцессорного колумбита. По данным определения абсолютного возраста гранитоидов К — Ag методом, их возраст укладывается от 358 до 390 млн. лет, но отдельные показатели возрастают до 406 млн. лет и опускаются до 274 млн. лет. Во всяком случае это самые молодые граниты, сформировавшиеся на заключительных этапах магматической деятельности на глыбе.

Размеры колумбитоносных массивов, как правило, значительны (от 100 до 1200 км²); на поверхности иногда обнажаются

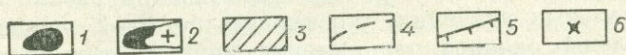
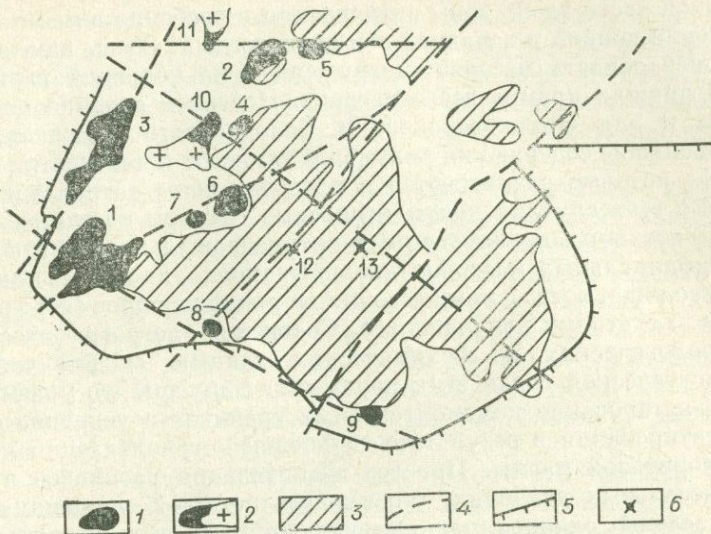


Рис. 31. Схема размещения массивов колумбитоносных гранитов на Кокчетавской глыбе.

1 — массивы колумбитоносных гранитов; 2 — массивы частично колумбитоносных гранитов; 3 — породы амфиболитовой и частично гранулитовой фаций метаморфизма с массивами гранитоидов; 4 — зоны активации; 5 — границы Кокчетавской глыбы; 6 — участки единичных находок колумбита в лейкократовых гранитах.

лишь отдельные их части, а общие размеры устанавливаются по данным геофизики. Они имеют уплощенную форму при общей мощности от 6 до 8 км, иногда их нижние кромки отмечаются и на глубине 12 км, но вряд ли массивы до этой глубины фациально выдержаны по составу. На Кокчетавской глыбе колумбитоносные граниты тяготеют исключительно к зонам тектономагматической активизации, фиксируемые (по данным И. Н. Яницкого, ВИМС) линейно-вытянутыми гелиевыми аномалиями. Другая их особенность — это исключительное размещение среди пород фации зеленых сланцев или на границе с породами амфиболитовой фации, и их контакты секут изограды вмещающих пород (см. рис. 31). Следовательно, это гипабиссальные или в некоторых случаях приповерхностные фации массивов биотитовых гранитов, венчающие магматическую колонну в пределах зоны тектономагматической активизации. Роль зон активизации в формировании колумбитоносных гранитоидов исключительно велика. Так, например, Золотоношский гранитный массив имеет площадь более 1000 км², но максимальное содержание колумбита имеется лишь в его

южной части вдоль зоны активизации и особенно в месте пересечения южной и западной зон активизации. Здесь намечается корневая часть массива, погруженная на большую глубину, чем нижняя кромка всего массива. Подобное явление отмечается и для Орлиногорского и Володарского массивов, где наибольшие содержания колумбита тяготеют к тем частям массива, которые размещаются в пределах зоны активизации.

Во всех случаях колумбитоносные граниты не слагают самостоятельных изолированных интрузивов, а входят в состав полифациальных массивов диорит-гранодиорит-гранит-аляскитового ряда, когда с ними ассоциирует одна из пород этого ряда, а в некоторых случаях все. Сравнение петрографических, петрологических и геохимических данных свидетельствует о генетической связи этих пород друг с другом, что указывает на формирование колумбитоносных гранитов в условиях термостатирования в результате дальнейшей гранитизации гранодиоритовой магмы. Процесс гранитизации расплавов в гипабиссальных условиях, отвечающих по $P-T$ условиям фации зеленых сланцев, мог протекать лишь за счет поступления значительного количества тепла извне, в противном случае быстрая кристаллизация магмы была бы неизбежна. В этом отношении роль зон активизации как теплопроводящих структур является определяющей. По зоне поступал поток трансмагматических растворов, являющихся одновременно тепло- и массоносителем. В зоне действия такого потока могло происходить насыщение расплава сверхстехиометрическими компонентами. При общем давлении, не превышающем 1—3 кбар, такой расплав способен долгое время эволюционировать в сторону все большего обогащения щелочами, водой, летучими и рудными компонентами, что в итоге должно обеспечить появление расплавов с минимальными температурами кристаллизации. Несомненно, что изменение состава гранодиоритового расплава до ультракислого будет сопровождаться все нарастающим неравновесием между расплавом и закристаллизовавшимися ранее гранитоидами, фиксирующими его первоначальный состав. Смещение равновесия должно привести к взаимодействию в системе расплав—порода и частичной ассимиляции расплавом эндоконтактной оболочки массива, осуществляющей роль термостата. Если этот процесс завершится полностью (чего на самом деле не происходит), то массив будет сложен одними колумбитоносными гранитами. Поступление в расплав с потоком трансмагматических растворов K , Na , H_2O , SiO_2 и редких элементов с одновременным расширением полей Алб, Кпш и Кв за счет более основного Пл и темноцветных минералов должно привести к увеличению объема расплава и к

компенсационным явлениям, выражающимся или в поднятии надинтрузивного участка земной коры, или же во внедрении избыточной части расплава в вышележащие породы. Если данная концепция верна, то размеры колумбитоносных гранитов должны фиксировать участок длительного термостатирования в пределах зоны активизации.

Наиболее распространенным процессом на контакте колумбитоносных гранитов с алюмосиликатными породами является ороговикование вмещающих пород. Следует заметить, что этот процесс не повсеместный: даже в пределах одного массива он имеет пятнистый характер, когда на контакте с одними и теми же гранитами одни алюмосиликатные породы ороговикованы, а другие нет. Во всех массивах состав роговиков однообразен $Kв + Пл + Би + Мус + Мгн + Тур$, что соответствует наиболее низкотемпературной мусковит-роговиковой фации по классификации В. В. Ревердатто (1970).

В главе I указывалось, что колумбитоносные граниты Нигерии также тяготеют к региональной зоне активизации, которая протягивается от Гвинейского залива через Сахару до Средиземного моря. Следует отметить, что по сравнению с зонами активизации на Кокчетавской глыбе Африканские структуры, несомненно, более высокого порядка и имеют планетарный характер. Не исключено, что это обстоятельство обусловило необычайно широкий размах столь специфического магматизма и высокую рудоносность гранитоидов Нигерии.

К сожалению, мы не располагаем детальным описанием докембрийских метаморфических пород Нигерии, чтобы выделить среди них метаморфические фации, как это сделано для Кокчетавской глыбы. Тем не менее анализ геологических данных показывает, что нигерийские граниты являются малоглубинными субвулканическими образованиями и широко сопровождаются эффузивными породами. Кокчетавские граниты подверглись более сильной эрозии и практически приходится иметь дело с гипабиссальными массивами без следов вулканической деятельности. То есть, сопоставляя колумбитоносные граниты этих двух провинций, можно проследить эволюцию процесса от гипабиссальных условий (2—3 км) до приповерхностных (0,5—2 км), хотя различия проявляются также и в особенностях магматизма, исходном содержании элементов, флюидном режиме и т. д. Тем не менее такое сопоставление дает интересные результаты.

Химический состав колумбитоносных гранитов для обеих провинций характеризуется удивительной близостью содержаний по многим компонентам (табл. 27). Минимальные температуры кристаллизации, вычисленные по методу А. Л. Алек-

Составы колумбитоносных гранитов

Элемент	Нигерия (массивы)				Кокчетавская глыба (массивы)			
	Калери. 620°	Рон. 640°	Калери. 645°	Лируэй. 630°	Ольгинский. (n=11). 615°	Аиртавский. (n=7). 620°	Орлиногорский (n=7). 625°	Золотоношский (n=43). 630°
SiO ₂	73,19	75,77	76,52	76,15	74,75	72,37	75,79	75,3
TiO ₂	0,32	0,07	0,09	0,06	0,10	0,30	0,06	0,10
Al ₂ O ₃	13,05	12,61	11,93	12,48	13,40	13,25	12,86	12,8
Fe ₂ O ₃	0,50	0,31	0,83	0,50	1,26	0,78	1,15	0,30
FeO	2,20	1,07	0,50	0,73	0,55	1,72	1,15	0,98
MnO	0,05	0,02	0,02	0,01	0,03	0,07	Не обн.	0,05
MgO	0,22	След	0,19	0,19	0,15	0,58	0,30	0,30
CaO	1,25	0,72	0,57	0,51	1,12	1,15	0,64	0,40
Na ₂ O	3,70	4,08	3,64	4,06	8,81	3,25	3,12	3,7
K ₂ O	5,05	4,65	5,10	4,43	4,37	6,11	4,16	5,2
H ₂ O	0,22	0,30	0,75	0,53	0,07	0,17	0,07	0,03
P ₂ O ₅	0,12	0,03	0,01	След	0,16	0,05	Не обн.	0,08
П. п. п.	0,08	0,025	—	—	0,46	1,0	0,47	0,56
Сумма	100,00	99,70	100,40	100,00	100,22	100,80	100,05	100,0

Примечание. По Нигерии расчет выполнен на основании данных С. Е. Колотухиной, А. Е. Первухиной, А. В. Рожанец (1964), по Кокчетавской глыбе — Ф. А. Летникова; в градусах указаны минимальные температуры кристаллизации; n—количество силикатных анализов.

сандрова (1970), также очень близки (см. табл. 27), хотя на 10—15° выше для нигерийских. Характерная особенность колумбитоносных гранитов — это аномально высокое содержание SiO₂ и очень низкое Mg, Ca, Ti и в какой-то мере Fe.

Для более глубинных кокчетавских гранитов свойственно меньшее содержание воды в породе, что подтверждается и данными газовой анализа этих пород (см. главу IV). По содержанию SiO₂ граниты обоих регионов вполне сопоставимы, но в нигерийских намечается увеличение SiO₂ до 77%, для кокчетавских максимумы SiO₂ приходятся на 74,2—75% и 75,8—76,25%. Иными словами, колумбитоносные граниты — это ультракислые расплавы, аномально обогащенные SiO₂, количество которого с уменьшением глубины формирования пород возрастает. В этом типе гранитоидов наиболее интересны дан-

ные по режиму К и Na. На обобщенной диаграмме (рис. 32) (для Кокчетавской глыбы использованы наши данные, а для Нигерии литературные и частично Н. А. Логачева) видно, что по К : Na отношению граниты двух провинций четко разделяются друг от друга. Весьма примечательно, что для более глубоких кокучетавских кокучетавских гранитов $K > Na$, а для

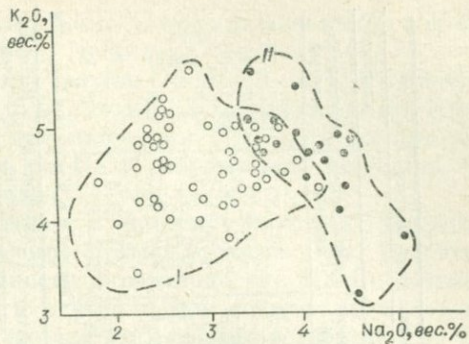


Рис. 32. Содержание К и Na в кокучетавских гранитах. I — граниты Кокчетавской глыбы; II — граниты Нигерии.

близкоповерхностных нигерийских соотношение сдвигается в пользу Na и намечается обратная корреляция между К и Na.

Из полученной зависимости следует вывод: в отличие от других гранитоидов в кокучетавских гранитах с уменьшением глубины формирования К : Na отношение уменьшается, что приводит к повышению активности Na, сопровождающееся широким развитием альбитизации в поздне- и послемагматические стадии и вытеснением Би щелочными роговыми обманками. Поэтому в наименее глубоких массивах кокучетавских гранитов Нигерии таких, как Амо, Ришуа, Кудару и др. Би — Кпш ассоциация вытесняется Амф — Алб.

Из экспериментальных данных И. В. Александрова (1970, 1971) следует, что повышение активности Na обуславливает осаждение из растворов Nb и Ta; это хорошо объясняет уникальную по своим масштабам концентрацию Nb в приповерхностных районах плато Джос. Аналогичное явление отмечается и для Кокчетавской глыбы, где максимальные количества кокучетавского фиксированы в «альбитизированных» гранитах, когда природа альбитизации носит двойственные черты магматической и послемагматической стадии.

Минеральный состав кокучетавских гранитов Кокчетавской глыбы однообразен и устойчивый $Pl + Kпш + Kв + Ви ± ± Мус$ парагенезис гранитов удивительно выдерживается на больших площадях, а вариации в содержаниях минералов дают основание относить их или к лейкократовому биотитовому граниту, или аляскиту (по классификации Куплетского) (табл. 28). Не исключено, что в некоторых случаях аляскиты обязаны своим происхождением процессу поздне- или после-

Состав колумбитоносных гранитов

Порода	Золотоношский массив			Орлиногорский массив			
	гранит			гранит			аляскит
	крупнозернистый	среднезернистый	мелкозернистый	крупнозернистый	среднезернистый	мелкозернистый	крупнозернистый
Кварц I	21—41,7	20,4—36,1	26,8—36	28—35	20—38,7	10—82,7	15,5—38,8
Кварц II	1,4—11,3	1,6—6,3	0,9—3,6	2,5—3,7	0,8—16	2,1—10,1	2,2—11,6
Калишпат I	25,2—46	21,1—42,2	27,9—41	20—37,2	21—38,3	17—38,3	39,4—60
Калишпат II	0,8—6	0,8—3,5	1,3—3,6	1,5—2,5	0,2—5,5	1,7—3,4	0,5—3,6
Плагиоклаз I	11,3—27,6	17,1—35,9	14,2—30,5	14,8—27,4	9—20,2	15,2—30	2,1—4,3
Плагиоклаз II	2,1—7,3	3,8—7	1,9—9,2	5,1—7,2	1,5—15,5	6,7—24,2	1,4—5
Биотит I	2,7—9,1	1,5—5,7	1,2—6,6	2,5—7	0,4—5,7	—	—
Биотит II	—	—	—	—	0,2—3,1	3—3,4	—
Мусковит	0,3—3,1	0,3—1	ед.—0,5	1,5—0,6	0,5—9,0	3,7—5	2—5

Оканчание табл. 28

Порода	Володаковский массив					Лавровский массив	Имантау	Аиртавский массив	Нигерия, Джос
	гранит			аляскит		гранит			
	крупнозернистый	среднезернистый	мелкозернистый	среднезернистый	мелкозернистый	мелкозернистый	среднезернистый	среднезернистый	мелкозернистый
Кварц I	29,3—44,5	16,3—42,9	17,8—44,0	27,3—37,9	8,8—16,6	21,5—41,3	11,3—29,8	20,5—48,6	32
Кварц II	1,8—6,2	0,8—25,8	8,9—16,6	5,1—5,9	20—26	3,7—9	11,2—20,2	1,6—16,2	
Калишпат I	21,3—38,6	25,0—46,7	23,0—38,8	41,0—52,0	49—53,7	17,1—41,8	25,4—46,2	31,1—45,1	31
Калишпат II	0,5—3,2	1,2—17,6	3,7—8,2	1,5—5,8	4,4	1,9—7,6	0,6—3,3	1,4—15,6	
Плагиоклаз I	16,7—21,5	1,9—22,0	14—23,4	3,1—10,3	—	12,2—30,6	13,3—18,7	10,4—21,2	28
Плагиоклаз II	3,9—6,2	2,2—17,0	1,1—10,0	1,0—2,7	1,0—4,4	1,3—13	1,0—6,9	1,9—5,8	
Биотит I	0,2—3,3	0,8—3,4	4,9—7,3	0,5—0,8	—	0,5—5,6	0,9—4,1	0,1—0,8	8
Биотит II	—	0,4—5,6	3,1—7,3	—	—	0,9—5,5	1,2—3,3	0,6—1,9	
Мусковит	2,6—5	0,7—8,2	0,7—2	0,8—2,6	5,8	0,3—0,9	—	—	—

магматической калишпатизации, который довольно широко развит в колумбитоносных гранитах.

Плагиоклазы в гранитах кислые (№ 8—13—17). По степени упорядоченности (0,5—1,0) переходные и упорядоченные. Предварительно выделяются две генерации Пл, одна из которых Пл-I является главной, а Пл-II образуется, вероятно, на позднемагматической стадии.

Калиевый полевой шпат в колумбитоносных гранитах представлен преимущественно промежуточным Орт. Наиболее высокая степень триклинности характерна для Кпш с большей степенью упорядоченности и небольшим содержанием пертитовых вростков. Вообще же для этих гранитов свойственна высокая степень упорядоченности ($2V$ до $80-88^\circ$, $S_{тр}$ до 1,1—1,15). Во всех случаях возрастание степени триклинности в Кпш соответствует его более максимальному типу. В каждом случае при переходе Кпш к максимальному структурно-оптическому типу наблюдается очищение его от альбитовой составляющей. Максимальный Мкр в большинстве случаев содержит Алб компонента от 0 до 20%. Следовательно, процесс микроклинизации сопровождается переводом за пределы минерала альбитового компонента, что должно привести к появлению самостоятельного Алб второй генерации или же к возрастанию активности Na в поровых растворах и развитию альбитизации.

Биотит зеленого или зелено-бурого цвета, образует чешуйки с сильно изрезанными контурами и часто замещается Хл, Мус, Фл, Сер с выделением лейкоксена и рутила. Исключительно редко по спайности Би развивается Эп. Во всех случаях это высокожелезистый Би. В общем виде порядок кристаллизации породообразующих минералов выглядит так: Пл→Кпш+ Би+Кв.

Послемагматические процессы

Наиболее характерная особенность массивов колумбитоносных гранитов — это широкое развитие площадных и локальных послемагматических процессов в них, признаки проявления которых отмечаются повсеместно. Поэтому довольно трудно отличить магматические минералы от послемагматических. К позднемагматическим и ранним послемагматическим процессам нами, как и многими другими авторами, отнесены ранняя калишпатизация, серицитизация, сосюритизация плагиоглаза, пелитовое помутнение Кпш. Эти типы изменения входят в определение «неизменной породы». По степени изменения в пределах массивов колумбитоносных гранитов выделяются следующие группы метасоматически изме-

ненных пород: I. Площадные: а) слабо измененные, характеризуются незначительным проявлением процессов более поздней калишпатизации, альбитизации и грейзенизации; б) измененные в средней и сильной степени — альбитизированные и грейзенизированные; II. Локальные — развитие узких зон грейзенов и метаапогранитов¹.

Эти процессы возникают как площадные, а завершаются узко локально и распространены крайне неравномерно. Развитие каждого из них почти никогда не доходит до конца, часто они накладываются друг на друга. Несмотря на тесную взаимосвязь перечисленных процессов обычно в гранитах один или два из них преобладают над остальными, чем и определяется особенность той или иной разновидности. В целом для колумбитоносных гранитоидов Кокчетавской глыбы характерно площадное изменение, происходящее с сохранением гипидиоморфнозернистой структуры и массивной текстуры. Исключение составляют локальные изменения.

По времени образования наиболее ранними метасоматическими минералами являются калиевые полевые шпаты, в которых нередко содержатся включения сильно корродированных замещаемых зерен плагиоклаза ранней генерации (основность 10—17, реже 25—33). Оптическая ориентировка замещаемого плагиоклаза и замещающего калиевого полевого шпата при этом различная, редко одинаковая. Структурно-оптический тип замещающего калиевого полевого шпата нередко приближается к промежуточному и максимальному микроклину. В последнем случае отчетливо наблюдается решетчатое микроклиновое двойникование. Калиевый полевой шпат прозрачен или почти прозрачен. В количественном отношении составляет 10—30% от площади зерен замещаемого плагиоклаза. Данный тип калишпатизации плагиоклаза отмечается в «неизмененных» породах.

Замещение плагиоклаза другими структурно-оптическими типами калиевых полевых шпатов отмечается довольно часто. От микроклинов они отличаются меньшей прозрачностью. Кроме того, различия замещающих калиевых полевых шпатов подтверждаются разной степенью упорядоченности. Углы оптических осей колеблются в пределах 68—84°. Замещение калиевым полевым шпатом других минералов фиксируется несколько менее отчетливо. В частности, наблюдается замещение мирмекитового плагиоклаза калиевым полевым шпатом второй генерации. При интенсивном замещении от мирмекитового зерна остаются лишь небольшие сильно корродированные ре-

¹ Метаапограниты — метасоматические апограниты.

ликты. Оптическая ориентировка замещающего и замещаемого минералов идентична. Следует подчеркнуть, что замещению калиевым полевым шпатом подвергаются ранние генерации кварца и биотита. Структурно-оптические типы этих калиевых полевых шпатов также отличаются некоторым разнообразием, приближаясь к максимальному микроклину. В процентном отношении калиевый полевой шпат второй генерации занимает 10—15, а иногда до 30—40% от площади замещаемого зерна. Калишпатизация мирмекитового плагиоклаза характерна для слабо измененных пород.

Таким образом, процесс калишпатизации, очевидно, начинается в позднемагматический период и продолжается в послемагматическом, что особенно наглядно подтверждается калишпатизацией мирмекитового плагиоклаза. Это явление отмечалось ранее многими исследователями. Форма зерен замещающего калиевого полевого шпата во всех случаях не отличается разнообразием. Метасоматический калиевый полевой шпат, как правило, образует зерна неправильной и таблитчатой формы, окаймляя замещаемые минералы. Нередки порфиры с реликтами минералов.

В породах, калишпатизированных в более сильной степени, калиевый полевой шпат занимает 50—70% от замещаемой площади плагиоклаза первой и второй генераций. Реликтовые вроски плагиоклаза асерицитизированы и замутнены. Они имеют удлиненную с ответвлениями и утолщениями форму зерен с постепенным переходом к основному зерну плагиоклаза, образуя псевдопертиты. Оптическая ориентировка замещающего калиевого полевого шпата и замещаемого плагиоклаза близкая, иногда однозначная.

П л о щ а д н а я а л ь б и т и з а ц и я. По времени проявления площадная альбитизация следует за калишпатизацией. Калинатровые полевые шпаты замещаются кислыми плагиоклазами. При этом очень часто оба минерала имеют одинаковую, реже различную ориентировку кристаллических решеток. Начальным этапом площадной альбитизации гранитоидов является замещение калиевого полевого шпата плагиоклазом с выделением мирмекитовых вросков кварца. Предполагается, что количество мирмекитовых вросков кварца зависит от основности замещающего плагиоклаза и от различия между ориентировками кристаллических решеток обоих полевых шпатов. В наших гранитах процесс мирмекитизации, за редким исключением, проявлен довольно слабо. Калиевый полевой шпат замещается альбит-олигоклазом с выделением мирмекитовых вросков кварца, что отчетливо наблюдается на стыках зерен этих двух минералов. Значительно реже мир-

мекитизация отмечается на стыках зерен плагиоклаза и кварца.

Собственно процесс альбитизации в колумбитоносных гранитах Кокчетавской глыбы проявлен несколько шире и интенсивнее, чем процесс калишпатизации. Морфологически при альбитизации отмечаются следующие виды альбитов замещения:

1) струйчатые, жилковатые, переплетающиеся, пятнистые. Альбит в них составляет 25—40% от площади замещающего зерна калиевого полевого шпата;

2) вроски альбита, единичные и расположенные в виде прожилков. При более интенсивной альбитизации обладают тонким полисинтетическим двойникованием. Содержание такого альбита в калиевом полево шпате 30—40%;

3) каемчатый альбит развивается вокруг зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза, ширина каемки колеблется до 0,5 мм, полисинтетически сдвойникован, основность $N=5-8$. Распространен на 5—10% от площади зерен калиевого полевого шпата и 15—20% от площади зерен плагиоклаза;

4) шахматный альбит образуется как собственно по калиевому полево шпату, так и между зернами различных минералов. Основность альбита более низкая ($N=2-5$), отмечается редко;

5) мелкотаблитчатый альбит (агрегаты мелкотаблитчатого альбита), ($N=2-5$). Распределяется обычно по трещинкам катаклаза. На стыках зерен замещает все минералы ранних генераций;

6) крупнотаблитчатый альбит ($N=2-5$). Размер более 1 мм, чем и отличается от предыдущей разновидности;

7) «друзовой» альбит. По характеру развития аналогичен мелко- и крупнотаблитчатому альбиту. Отличается лишь «друзовой» формой.

Морфологические типы альбита описаны приблизительно в порядке возрастания интенсивности процесса альбитизации. При этом подразумевается необходимость учета количественных соотношений замещающего альбита и замещенных минералов в первую очередь калиевых полевых шпатов.

В слабо измененных породах распространены струйчатый, вростовый и каемчатый альбит, реже — другие типы альбита. Содержание альбита № 5—10 до 30—40% площади замещаемых зерен калишпата. В породах, измененных в средней и сильной степени, отмечаются все типы альбитов замещения с преобладанием шахматных, таблитчатых, друзовых.

П л о щ а д н а я г р е й з е н и з а ц и я следует за альбитизацией. Наибольшая ее интенсивность отмечается в более альбитизированных разностях гранитов. К ряду образований, связанных с процессом грейзенизации, относятся мусковити-

зация, окварцевание, флюоритизация, турмалинизация, хлоритизация, эпидотизация. Довольно часто грейзенизация фиксируется и во вмещающих породах алюмосиликатного состава на удалении до 0,5 км от контакта с гранитами.

Окварцевание гранитов обнаруживается весьма часто. Иногда этот процесс сопровождается мусковитизацией, но нередко проявляется и самостоятельно. Слабое развитие позднего кварца устанавливается практически повсеместно. Выражается оно в развитии мелких, резко ксеноморфных по отношению ко всем минералам, зерен метасоматического кварца, который корродирует и замещает ранее образованные минералы. При более интенсивном развитии процесса окварцевания наблюдается развитие структур замещения графического вида. Иногда метасоматический кварц образует в породе относительно крупные зерна и вкрапленники, содержащие включения мелких зерен полевых шпатов и биотита вторых генераций. Нередко по микротрещинкам отмечается развитие прожилковых образований мелкозернистого кварца небольшой мощности (до 0,2 мм) и разнообразной, иногда субпараллельной, ориентировки.

Локальная грейзенизация характеризуется интенсивным замещением породы с образованием собственно грейзенов и существенно кварцевых метасоматических пород. Зоны грейзенов обычно располагаются среди грейзенизированных пород. Наряду с мусковитом, кварцем в составе грейзенов участками присутствует заметное количество топаза, флюорита.

Локальные процессы альбитизации и микроклинизации приводят к образованию метапогранитов и альбититов, где происходит интенсивная переработка гранитов послемагматическими растворами, обусловившая глубокое изменение их минерального состава и структуры. В метапогранитах наблюдается отчетливое наложение локальных процессов альбитизации, микроклинизации и амазонитизации на ранее проявленные площадные процессы.

Локальная альбитизация является конечным этапом процесса натриевого метасоматоза. Характеризуется псевдоморфной альбитизацией по микроклину и плагиоклазу первой и второй генераций и развитием в основной массе метапогранита мелкозернистого, лейстовидного альбита. Лейстовидный альбит по количеству резко преобладает, замещает кварц, микроклин, топаз, протолитийонит; замещается мелкозернистым микроклином.

Конечным этапом калишпатизации является псевдоморфная микроклинизация по плагиоклазу всех генераций. Микро-

клин образует порфиробласты, а в основной массе в виде мелких неправильной формы зерен замещает лейстовидный мелкозернистый альбит. По времени образования является самым поздним минералом.

В формировании колумбитоносных гранитов наиболее затруднительно разграничить процессы поздне- и послемагматической стадий образования. Обогащение расплавов водой и сверхстехиометрическими компонентами обуславливает появление флюидной фазы в расплаве еще до завершения кристаллизации. Поэтому следы воздействия флюида на минералы обнаруживаются еще на позднемагматической стадии, когда увеличение концентрации сверхстехиометрических компонентов в межкристаллическом пространстве приводит к смещению равновесия в системе кристалл — расплав — флюид и началу преобразования кристаллов. С кристаллизацией эти процессы не прекращаются, а продолжают изменять породу уже на послемагматической стадии. Поэтому в расплавах, насыщенных водой, когда флюидная фаза появляется уже на позднемагматической стадии, очень трудно провести грань между собственно магматическими и автометасоматическими образованиями, в еще большей мере это относится к акцессорным минералам.

Акцессорные минералы

Среди всех других гранитоидов колумбитоносные граниты отличаются специфическим набором акцессорных минералов.

Для колумбитоносных гранитов характерна исключительно высокая дисперсия в распределении акцессорных минералов. В табл. 29 даны представительные протолочечные пробы по Золотоношскому гранитному массиву, в которых указаны наиболее типоморфные минералы. Все они отобраны по керну картировочных скважин из свежих невыветрелых гранитов.

Между протолочками, отобранными по скважинам в центральной части массива, при расстоянии между ними 500 м, отмечается очень высокое расхождение в содержании акцессориев (протопочки № 1379 и 1233). Более того, даже в пределах одной скважины (скв. 1553) в двух протолочках, отобранных по одним и тем же гранитам на интервале по вертикали 10 м фиксируются содержания акцессориев, отличавшиеся в 1,5—4 раза. Столь широкий диапазон колебаний содержания акцессориев в колумбитоносных гранитах свидетельствует о широком и неравномерном характере развития послемагматических процессов, которые в большей мере воздействуют на акцессории, чем на породообразующие минералы. Какое-то значение имеет также и то, что это в основном гипабиссальные граниты, фор-

мирующиеся в неодинаковых физико-химических условиях.

Сравнивая между собой акцессории в исходной гранодиоритовой магме (см. табл. 29, протоочки № 5556 и 1170) и в конечных продуктах ее гранитизации в колумбитоносных гранитах, очевидно, что подавляющая часть акцессориев (за исключением, пожалуй, для этого случая циркона, апатита и сфена) сформировалась на магматическом или на автотасоматическом этапе образования этих гранитов.

Наибольший интерес представляет вопрос о приуроченности акцессориев к отдельным процессам формирования колумбитоносных гранитов. Все данные по колумбитоносным гранитам Кокчетавской глыбы с указанием преобладающего типа их изменения представлены на рис. 33.

Развитие процессов альбитизации и грейзенизации приводит к повсеместному резкому снижению содержания монацита, циркона, магнетита и ильменита (за исключением одного случая, когда количество ильменита увеличилось в грейзенизированных гранитах). Одновременно с вытеснением этих акцессориев в породе возрастает содержание колумбита, касситерита, топаза. То есть процесс формирования колумбитоносных гранитов *определяется преимущественно процессом площадной грейзенизации и в определенной мере альбитизации*, так как содержание колумбита идет по возрастающей кривой в ряду гранит — альбитизированный гранит — грейзенизированный гранит. Необходимо особо подчеркнуть распространенную по площади корреляцию между колумбитом, касситеритом и топазом, но не с флюоритом.

При альбитизации гранитов содержание колумбита в них возрастает, но как указывали А. А. Беус и А. А. Ситнин (1968), концентрация колумбита не является функцией степени альбитизации пород. Процесс альбитизации, как это было показано выше, подразделялся на три основных стадии: а) образование разнообразных форм пертитов замещения; б) образование шахматного, табличчатого и друзового альбита; в) образование тонкоагрегативного лейстового альбита.

Первые две стадии отчетливо проявились при площадной альбитизации, в то время как образование тонкоагрегативного лейстового альбита происходило в узко локальных участках с образованием небольших тел альбитов. В протоочных пробах, отобранных по альбититам, содержание колумбита резко падает вплоть до полного его отсутствия; колумбит замещился тонкозернистым агрегатом альбита.

Таким образом, на границе II и III стадий натрового метасоматоза характер поведения ниобия резко меняется. Если на протяжении второй стадии происходило перераспределение нио-

Минерал	№ 1190	№ 5997	№ 2046	№ 1233	№ 1379	№ 8040
Колумбит	38,30	51,49	—	+	0,02	0,59
Ильменит	—	—	41,16	—	2,86	—
Касситерит	—	—	—	—	0,02	—
Рутил+анатаз+ +брукит	0,02	0,01	89,574	+	+	+
Сфен	2,35	7,22	0,03	+	6,95	3,36
Торит	0,63	0,02	—	0,02	33,60	+
Циркон	110,04	143,39	17,81	419,83	28,50	6,38
Турмалин	2,38	0,02	0,01	—	0,03	—
Гранат	+	—	0,01	+	—	—
Монацит	—	259,90	289,97	2,38	—	84,84
Ксенотим	—	47,54	—	—	—	+
Апатит	4,87	4,03	41,16	0,02	—	0,84

Примечание. Пробы № 2046, 1233, 1379, 5942 — граниты I фазы; № 2180, № 2074 — грейзенизирование (слабо) граниты III фазы; № 5556 — гранодиориты;

бия в породе, то в третью стадию намечался резкий вынос его.

Максимальные содержания колумбита наблюдались в среднезернистых гранитах, претерпевших площадную альбитизацию II стадии и грейзенизацию, тогда как в слабо альбитизированных разностях тех же пород его содержание несравненно ниже. Это дает основание предположить, что выпадение основной массы колумбита связано с процессом площадной грейзенизации альбитизированных разностей. Таким образом, фиксируется связь колумбита с послемагматическим этапом преобразования гранитов, что все же предопределяется магматической предысторией формирования данной породы в условиях насыщения расплава водой и сверхстехиометрическими компонентами.

Весьма интересна преобладающая связь флюорита с альбитизированными гранитами, что объясняется переводом в свободное состояние Са при альбитизации гранитов, который, взаимодействуя с F, осаждается здесь же в составе флюорита. Это обстоятельство указывает на высокую активность F на стадии альбитизации гранитов. Почти повсеместная корреляция флюорита и цирколита может быть объяснена тем, что возможно, F участвовал в строении сложных уран-фторкомплексов, которые разрушались в результате взаимодействия с Са, когда F

Золотоношского массива (г/т)

№ 5942	№ 5556	№ 2074	№ 2180	№ 2036	№ 2077	№ 2079	№ 2040	№ 1198	№ 1170
1,51	—	+	—	+	+	+	+	+	—
—	—	0,01	+	—	+	+	—	—	—
+	—	10,09	+	+	3,53	11,09	+	0,04	—
1,68	—	58,80	+	10,58	0,06	0,01	110,88	3,33	1,71
+	1033,70	0,03	49,39	7,06	+	0,80	3,02	+	107,32
—	—	5,04	—	+	3,36	1,68	+	+	—
11,76	141,96	307,44	371,28	496,78	379,48	487,20	24,02	52,79	10,63
+	+	—	13,17	7,22	+	+	3,02	+	+
—	+	—	0,02	+	—	—	+	+	—
5,40	—	45,36	+	+	+	103,82	103,82	+	—
—	—	0,50	—	—	—	—	+	—	—
—	1520,40	—	411,60	14,45	14,45	48,72	6,05	28,30	15,92

2036, 1198 — граниты II фазы; №1190, 5997, 8040, 2077, 2079, 2040 — граниты III фазы; № 1170 — диориты; плюс (+) — присутствие и минус (—) — отсутствие минерала.

связывался во флюорите, а уран в циртолите. При процессах альбитизации в условиях повышения активности фтора апатит становится неустойчивым и замещается Фл.

Апатит довольно устойчив при процессах грейзенизации (Ляхович, 1968), но как следует из выявленной обратной коррелятивной зависимости между Ап и Фл устойчивость Ап будет лимитироваться активностью F, что подтверждается резким снижением содержания Ап при переходе от Кв — Мус грейзенов к Кв — Топ.

Повышение активности K, обуславливающее образование аляскитов, приводило к тому, что по мере усиления этого процесса в породе возрастало содержание колумбита, циртолита, магнетита, при уменьшении апатита, касситерита, флюорита, циркона. Судя по поведению Ап и Фл, процесс протекал при низкой активности F, что приводило к выносу P, F и Ca за пределы породы. В этих условиях в граните накапливался колумбит, но уменьшалось количество касситерита. Из приведенного сопоставления видно, что в судьбе аксессуариев решающее значение играет активность K и Na, а также флюидный режим протекания процесса.

Параметры распределения редких элементов в колумбитоносных гранитах Кокчетавской глыбы приведены в табл. 30

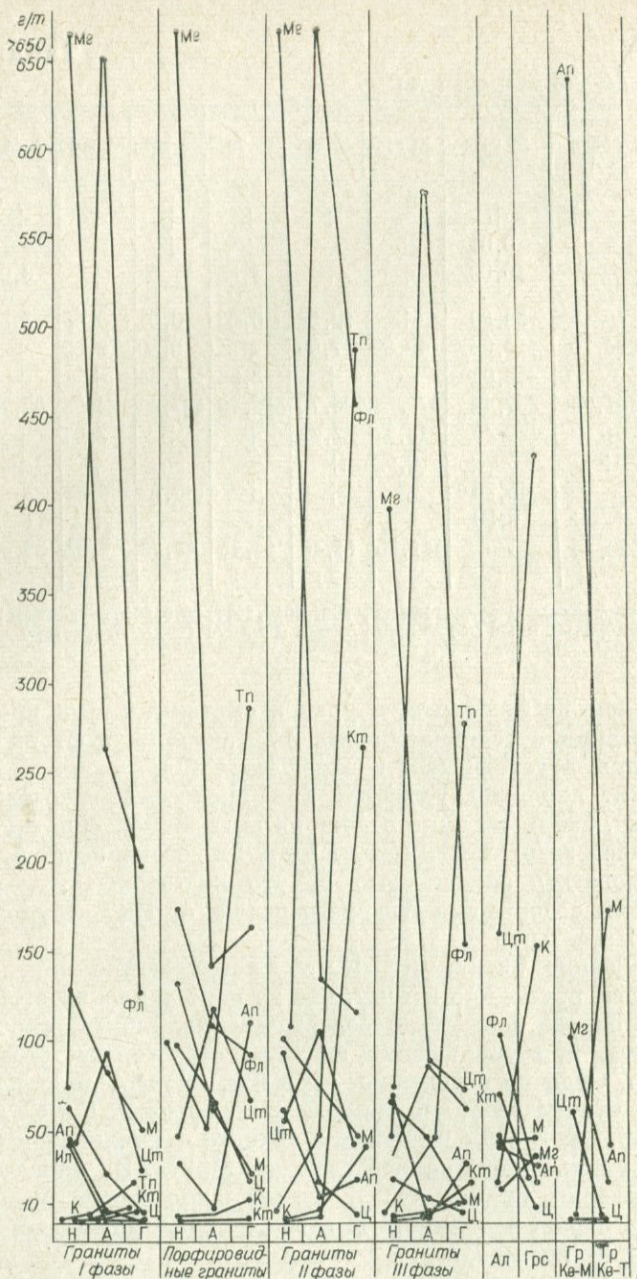


Рис. 33. Распределение аксессуаров в колумбитоносных гранитоидах. А — альбитизированные, Н — неизменные, Г — грейзенизированные; Ал — аляскинит, Грс — граноспеллит, Гр Кв-М — грейзены Кв-Мус, Гр Кв-Т — грейзены Кв-Топ.

(подобной информации для нигерийских гранитов не имеется). При сравнении анализов по массивам отмечается характерная зависимость: с увеличением содержания Na возрастает и количество Nb, что еще раз свидетельствует о тесной связи этих элементов на магматическом этапе формирования данной группы пород. В такой же мере намечается корреляция между Ta и Li.

Весьма интересны данные по балансам распределения Ta, Nb, Be, Li и Rb в колумбитоносных гранитах (табл. 31). Так, в лейкократовых Би — Мус гранитах Орлиногорского массива ~80% Ta и Nb заключено в слюдах и лишь 0,7 и 2% соответственно в колумбите. Замещение слюд Kв и Алб на стадии грейзенизации и альбитизации приводит к переводу в свободное состояние Ta и Nb и образованию на их базе самостоятельных минералов, что и наблюдается в действительности, когда содержание колумбита возрастает при альбитизации гранитов и еще в большей мере при их грейзенизации. В такой же мере это относится и к Sn.

Совсем иная картина наблюдается в отношении Be, когда 70% его заключено в полевых шпатах, причем большая в Пл. Следовательно, процессом, переводящим Be в подвижное состояние, может являться только грейзенизация, когда $Kв + Мус + Тп \rightarrow Пл + Кш$. С этих позиций можно объяснить подавляющую приуроченность бериллиевой минерализации к грейзенам, а не к альбититам. Литий преимущественно накапливался в слюдах, а Rb в Кш и в меньшей мере в слюдах, с которыми они связаны на всех стадиях процесса. Аналогичное распределение отмечается и в Би гранитах Володаровского массива (табл. 32), где основное количество Ta заключено в Би и Кш (95%), а Nb не только в Би, но и в Kв и Кш (~50%). В данном случае перевод Ta и Nb в подвижное состояние начиналось еще на стадии альбитизации при Алб \rightarrow Кш, что и привело к появлению раннего колумбита стадии альбитизации. В обоих случаях Kв является наиболее «стерильным» в отношении сверхстехиометрических компонентов.

Специфические условия формирования колумбитоносных гранитов, где практически трудно провести грань между магматическими и послемагматическими процессами и где гранит весьма приближается к магматическому апограниту, определили многие своеобразные черты их геохимии. В частности, это находит свое выражение в отсутствии четких коррелятивных связей даже между элементами с близкими термодинамическими свойствами.

Так, полные коэффициенты корреляции значимы только для пар (Nb : U) $r = +0,66$; (Be : Na) $r = +0,51$ и (Na : Li) $r = +0,59$;

Среднее содержание редких элементов в колумбитоносных гранитоидах Кокчетавской глыбы, $\mu\text{г}$

Породы	Ta	Nb	Sn	Be	Li	Rb	Nb/Ta	Ti/Ta	Ti/Nb	Na/K	K/Rb	Р/С
<i>Золотоношский массив</i>												
Крупнозернистые лейкократовые граниты	1,6(3)	34(28)	6(9)	11(41)	14,0(13)	437,0(13)	21	800	59,4	0,51	78	31
Среднезернистые »	5,0(5)	33(18)	8(10)	13(36)	41(48)	482(48)	7	380	48	0,60	76	12
Мелкозернистые »	3,0(4)	42(17)	7(14)	13(29)	27(16)	491(16)	10	400	48	0,55	75	18
Среднезернистые альбитизированные лейкократовые граниты	9,0(4)	123(3)	—	—	—	—	13	—	—	—	—	—
Мелкозернистые »	1,0(4)	89(15)	18(11)	17(8)	66(6)	719(6)	89	130	40	0,54	49	11
<i>Ольгинский массив</i>												
Крупнозернистые лейкократовые граниты	1,6(1)	14,0(3)	—	5,0(5)	След(9)	420(9)	9	—	—	0,6	100	—
Среднезернистые »	3,0(3)	21(1)	—	7,0(2)	54(7)	637(7)	7	—	—	—	60	11
Мелкозернистые »	—	—	—	—	46(2)	326(2)	—	—	—	—	78	7,6
<i>Орлиногорский массив</i>												
Крупно-среднезернистые лейкократовые граниты	5,0(1)	111(7) 119 (17)	3,0(6)	9(4)	270(2) 93(10)	710(2) 635(10)	22 42	220 71,0	100 42	0,76 0,70	56 63	26 6
Среднезернистые »	7,0(3)	—	5,0(14)	14(15)	108(4)	664(4)	—	195	76	0,79	47	5
Слабо альбитизированные мелкозернистые »	3,6(1)	91(6)	20(3)	10(3)	64(4)	928(4)	—	—	—	0,66	40	14

Слабо альбитизированные сред- незернистые лейкократовые граниты	8,0(6)!	—	—	49(29)	64(4)	928(4)	—	—	—	0,66	40	14
Средне-мелкозернистые аляски- ты	7,0(1)	250,0 (23)	14(15)	7(9)	54(12)	930(12)	36,0	—	—	0,51	43	17
Кварцевые порфиры <i>Легаевский (Володаровский) массив</i>	3(5)	20(4)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Среднезернистые лейкократовые катаклазированные, грейзени- зированные граниты	(12) 8,0	93(17)	16(17)	16(11)	144(17)	700(17)	12	100,0	11	0,52	57	6
Мелкозернистые порфировидные граниты	(15) 6,0	84(15)	12(15)	20(15)	63(15)	520(15)	14	175	13	0,54	88	8
<i>Лавровский массив</i>												
Мелкозернистые слабо альбити- зированные порфировидные граниты	20(4)	43(15)	4,0 (16)	7(9)	101(14)	655(4)	2	3,5	17	0,8	55	6
<i>Ауртавский массив</i>												
Крупнозернистые биотитовые лейкократовые граниты	2,8(8)	22(6)	16(6)	5,0(6)	207(6)	552(6)	8,0	780	100	0,43	69	3
Среднезернистые лейкократовые порфировидные граниты	3,0(8)	49(16)	18(16)	70 (16)	40(16)	415(16)	18,0	430	23	0,58	81	9
Мелкозернистые лейкократовые граниты	2,8(8)	42(6)	15(9)	(13) 8,0	100(10)	500(10)	14,0	—	—	0,57	81	5
Грейзенизированные мелкозерни- стые лейкократовые граниты	—	52(2)	29(14)	11(12)	287(20)	100(20)	—	—	—	0,80	32	0,35

Примечание. В скобках указано количество проб.

Среднезернистые лейкократовые граниты Орлиногорского массива

Минеральный состав	Содержание минералов, %	Содержание компонентов в минералах, г/т					
		Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	SnO ₂	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O
Плагиоклаз	17	Не обн.	23	2	31,0	40	434
Калиевый полевой шпат	40	1	9,0	2	8,0	55	1200
Кварц	34,6	Не обн.	1,8	2,7	20	3,3	14
Биотит	2	34	225	100	35	2010	3000
Мусковит	5	20	750	100	41	1570	3100
Акцессорные минералы	1,4	—	—	—	—	—	—
Колумбит	0,0015	2000	700000	—	—	—	—
Прочие	1,3985	—	—	—	—	—	—
Плагиоклаз	—	—	$\frac{391}{7,6}$	$\frac{34}{3,7}$	$\frac{527}{44,5}$	$\frac{680}{4,5}$	$\frac{7378}{9,5}$
Калиевый полевой шпат	—	$\frac{40}{19,0}$	$\frac{360}{7,0}$	$\frac{80}{8,8}$	$\frac{320}{26,8}$	$\frac{2200}{14,8}$	$\frac{48000}{62,2}$
Кварц	—	—	$\frac{62,3}{1,2}$	$\frac{93,4}{10,2}$	$\frac{69,2}{5,8}$	$\frac{114,2}{0,7}$	$\frac{484,4}{0,6}$
Биотит	—	$\frac{68}{32,4}$	$\frac{450}{8,7}$	$\frac{200}{22,0}$	$\frac{70}{5,8}$	$\frac{4020}{27,2}$	$\frac{6000}{7,7}$
Мусковит	—	$\frac{200}{47,9}$	$\frac{3750}{73,5}$	$\frac{500}{55,3}$	$\frac{205}{17,2}$	$\frac{7850}{52,8}$	$\frac{15500}{20,0}$
Акцессорные минералы	—	$\frac{1,5}{0,7}$	$\frac{105}{2,04}$	—	—	—	—
Колумбит	—	209,5	5118,3	907,4	1191,2	14864,2	77362,4

Примечание см. к табл. 23.

даже для традиционной пары K : Rb величина $r = +0,49$, но сводный коэффициент корреляции весьма высок и $r = +0,94$. Это говорит о том, что данное сочетание элементов является закономерным и взаимосвязанным. Чтобы уяснить сущность полученных коррелятивных зависимостей, необходимо знать распределение элементов в минералах породы. Так, например, судя по балансу распределения редких элементов в гранитах Орлиногорского массива, 44,5% BeO заключено в Пл, что и подчеркивается для пары (Be : Na) коэффициентом корреляции

Среднезернистые грейзенизированные граниты Володаровского массива

Минеральный состав	Содержание минералов, %	Содержание компонентов в минералах, г/т					
		Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	SnO ₂	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O
1	2	3	4	5	6	7	8
Плагиоклаз	16	0,0	9	8	35	60	60
Калиевый полевой шпат	44	0,5	9	4	13	50	1100
Кварц	36	0,0	9	2	5,5	5	27
Биотит	3,8	8,0	150	100	40	285	920
Акцессорные минералы:	0,2	—	—	20	—	—	—
циртолит	0,05	50	150	—	—	—	—
прочие	0,15	—	—	—	—	—	—
			144	128	560	960	960
Плагиоклаз	—	—	9,9	16,9	41,6	21,7	1,7
Калиевый полевой шпат	—	22	396	176	572	2000	51040
	—	40,0	27,4	23,2	42,5	49,9	90,5
Кварц	—	—	324	72	198	180	972
	—	—	22,4	9,5	14,7	4,0	1,7
Биотит	—	30,4	570,0	380	15,2	1053	3496
	—	55,5	39,8	50,2	1,1	24,4	6,1
Акцессорные минералы:	—	—	—	0,40	—	—	—
	—	—	—	0,05	—	—	—
циртолит	—	2,5	7,5	—	—	—	—
	—	4,5	0,5	—	—	—	—
прочие	—	54,9	1441,5	756,40	1845,2	4423	56468

Примечание см. к табл. 23.

$r = +0,51$; столь же очевидно, что $r = +0,59$ для пары (Na:Li) обусловлен сопряженными процессами возрастания доли альбитового компонента в гранитах и переходом от Мус к протолигниту. Особого внимания заслуживает повышенная связь между Nb и U в гранитах, что подчеркивается для (Nb:U) величиной $r = +0,66$; для (Nb+U:Be) $r = +0,66$; а для (Nb:Be+U) $r = +0,66$. Несомненно, что в двух последних случаях высокие значения r обусловлены именно Nb и U, поскольку

полные коэффициенты корреляции для (Nb : Be) $r = +0,01$, а для (Be : U) $r = -0,05$.

Уравнение выборочной плоскости регрессии для Nb_2O_5 по значениям Be, Sn, U, K, Na, Li, Rb имеет вид: $Nb_2O_5 = -0,40 BeO + 0,38 SnO_2 + 0,002 U - 0,001 K_2O + 0,006 Na_2O - 0,40 Li_2O + 0,003 Rb_2O$, из которого следует, что повышение содержания SnO_2 , U и Rb_2O на 1% приведет к повышению содержания Nb_2O_5 на 0,38; 0,002 и 0,003% соответственно, а уменьшение на 1% BeO, K_2O , Li_2O должно снизить концентрации Nb_2O_5 на 0,4; 0,001 и 0,4%.

В заключение следует отметить, что характерный состав колумбитоносных гранитов в первую очередь определяется их геологической позицией в пределах зон активизации глубокого заложения, со стационарным редкометальным флюидным режимом. Формирование расплавов протекало в условиях термостатирования, близких к насыщению водой и при высокой концентрации сверхстехиометрических компонентов, что способствовало появлению рудоносного флюида на позднемагматической стадии кристаллизации и активное его воздействие на образовавшуюся породу. В итоге образовались ультракислые легкоплавкие гранитоиды с широким развитием автометасоматических процессов часто площадного характера, сопровождаемых появлением аксессуарной редкометальной минерализации.

Сопоставление колумбитоносных гранитов двух провинций дает основание для утверждения о том, что наиболее продуктивными, с точки зрения рудоносности, следует считать верхние части массивов, формирующихся в условиях малых глубин.

ГЛАВА VI

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В ГРАНИТОИДАХ ГЛЫБОВЫХ ОБЛАСТЕЙ И ПРОБЛЕМЫ ИХ РУДОНОСНОСТИ

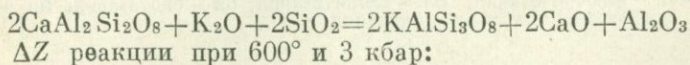
Изучению метасоматических явлений в гранитоидах посвящено большое количество работ. В то же время генетически связанные серии гранитоидов в пределах гнейсовых куполов или зон активизации глыбовых структур в этом отношении изучены недостаточно.

Представление о характере и интенсивности проявления метасоматических процессов в гранитоидах Кокчетавской глыбы можно получить из табл. 33, составленной на основании про-

смотра более 8000 шлифов. Данные по составу и условиям образования изученных пород свидетельствуют, что метасоматические преобразования их в значительной мере определяются режимом сверхстехиометрических компонентов в исходных расплавах. Действительно, для недосыщенных водой и бедных сверхстехиометрическими компонентами диоритов, гранодиоритов и Би—Рог гранитов свойственно очень слабое проявление процессов щелочного метасоматоза и окварцевания. Лейкократовые Би—граниты и аляскинты балкашинского комплекса характеризуются широким развитием процессов калишпатизации не только гранитоидов, но и вмещающих пород. Наиболее полно все метасоматические процессы проявляются в колумбитоносных гранитах, формировавшихся из насыщенных водой расплавов, обогащенных сверхстехиометрическими щелочами и фтором. В этой же мере это относится и к граносиенитам еленовского комплекса. От широты и интенсивности метасоматических процессов зависит рудоносность гранитоидов. Послемагматическое изменение гранитоидов обусловлено режимом кристаллизации исходного расплава и степенью его обогащения водой и сверхстехиометрическими компонентами, в первую очередь щелочами. Более того, в расплавах, насыщенных водой, когда флюид в виде самостоятельной фазы присутствует в магме на всех этапах кристаллизации, взаимодействие кристаллизующихся минералов с флюидом начинается еще на позднемагматической стадии.

Из данных, приведенных в табл. 33, видно, что по мере уменьшения глубины формирования гранитоидов расширяется диапазон проявления в них послемагматических процессов и нарастает их интенсивность.

Рассмотрим некоторые наиболее типичные реакции замещения, фиксируемые в гранитоидах. При калишпатизации отмечается преобладающее замещение $Kпш \rightarrow Пл$, причем, чем выше номер Пл, тем процесс протекает более интенсивно.



$$\Delta Z_{T,P} = 2(-936,2) + 2(-152,8) + (-390) - 2(-997,0) +$$

$$+ (-94,9) + 2(-213,5) = -2568 - (-2516) = -52 \text{ ккал/моль};$$

$$\Delta V \text{ реакции} = +7,9 \text{ см}^3/\text{моль}.$$

Для этой же реакции при 600° и 2 кбар ΔZ реакции = -58 ккал/моль, а при 700° и 2 кбар ΔZ реакции = -62 ккал/моль. Следовательно, наиболее благоприятным фактором, при прочих равных условиях, для калишпатизации

Сравнительная таблица

Комплекс	Преобладающие породы	Вмещающие породы, степень их метаморфизма	Изменения вмещающих пород
Боксинский (ордовик)	Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты	Гнейсы и алюмосиликатные сланцы амфиболитовой и реже зеленосланцевой фации	Ороговикование
Зерендинский (ордовик — силур)	Биотит-роговообманковые, биотитовые граниты, адамеллиты	То же	Мигматизация, гранитизация, ороговикование
Балкаштинский (средний девон)	Биотитовые граниты, аляскиты	Гранитоиды зерендинского комплекса	Калишпатизация
Орлиногорский (средний девон — верхний девон)	Биотитовые и двуслюдяные граниты, аляскиты	Алюмосиликатные сланцы зеленосланцевой фации	Ороговикование, грейзенизация, окварцевание, калишпатизация
Еленовский (верхний девон — карбон)	Кварцевые сиениты, граносиениты, фельзитпорфиры	Кварциты и сланцы зеленосланцевой фации	Калишпатизация

Примечание. Кшш — I — II — III — стадии калишпатизации; Алб I — II — III — стадии альбитизации; Мус — мусковитизация; Ам — амазонитизация; Ок — окварцевание; Фл — флюоритизация; Хл — хлоритизация; Би — биотизация; Эп — эпидотизация.

Комплексов гранитоидов

Послемагматические процессы в гранитах											Характеристика рудности
Кпш- I-II	Алб- I-II	Мус	Алб- -III	Кпш- -III	Ам	Ок	Фл	Хл	Би	Эп	
											Безруден
											»
											»
											Наиболее рудносен
											Рудносен



Слабое проявление



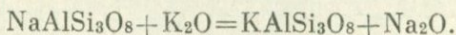
Средняя степень проявления



Интенсивное развитие процесса

основных плагиоклазов является снижение общего давления и повышения температуры.

При калишпатизации кислого плагиоклаза



$$\Delta V = +8,3 \text{ см}^3/\text{моль};$$

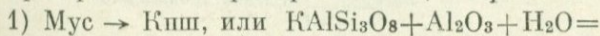
ΔZ реакции при 600°C и 3 кбар:

$$\Delta Z = (-936,2) + (-108,6) - (-928,0) + (-94,9) = -16,9 \text{ ккал/моль}.$$

При 600°C и 2 кбар для этой же реакции $\Delta Z_p = -20$ ккал/моль, при 700° и 2 кбар $\Delta Z_p = -19,8$ ккал/моль. Полученные результаты подтверждают, что основные Пл при одних и тех же условиях будут более интенсивнее замещаться Кшш по сравнению с кислыми; в том и другом случае уменьшение общего давления является благоприятным фактором для развития процесса; повышение температуры на 100° при 2 кбар для пары Кшш → Алб не стимулирует его развитие.

Расчетные данные хорошо совпадают с геологическими наблюдениями. С уменьшением глубины формирования гранитоидов процессы калишпатизации плагиоклазов нарастают, причем основных в большей мере, чем кислых. Судя по последней реакции (Кшш → Алб), процессы альбитизации (Алб → → Кшш) имеют экзотермический характер и идут с уменьшением объема ($\Delta V = -8,3$ см³/моль). В массивах гранитоидов в альбитизированных разностях увеличивается пористость, а альбититы по граниту имеют визуально наблюдаемые крупные поры. Наиболее реальная причина, приводящая к развитию процессов альбитизации — это резкое возрастание активности Na в поровых растворах и, возможно, общее повышение температуры. Поэтому Кшш → Алб является широко развитым региональным процессом, а Алб → Кшш проявляется только локально в участках повышения потенциала Na.

Рассмотрим процесс мусковитизации Пл и Кшш, широко распространенный при грейзенизации гранитов.



$$= \text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH}_2); \Delta V = +32 \text{ см}^3/\text{моль}.$$

При 600° и 2 кбар ΔZ реакции = -0,1 ккал/моль, т. е. практически фиксируется равновесие с сомнительной склонностью к образованию Мус. При 600° и 3 кбар ΔZ реакции = -1402,5 - (-936,2) + (-390,6) + (-70,9) = -1402,5 - (-1397) = -4,8 ккал/моль.

Отсюда следует вывод, что при постоянном количестве воды в системе повышение общего давления приводит к возрастанию $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и проявлению процесса замещения микроклина мускови-

том. Но невысокое значение ΔZ реакции указывает на то, что этот процесс будет сдерживаться кинетическими факторами и протекать не столь интенсивно.

2) Мус \rightarrow Алб, или $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 0,5\text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O} = \text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2 + 0,5\text{Na}_2\text{O}$; $\Delta V = +40,3 \text{ см}^3/\text{моль}$. При 600° и 2 кбар $\Delta Z = (-405,8) + (-53,3) - (-928,9) + (-47,5) + (-395,3) + (71,5) = -15,9 \text{ ккал/моль}$.

При 600° и 3 кбар ΔZ реакции = $-20,3 \text{ ккал/моль}$. Повышение общего давления обуславливает рост $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ (при неизменном содержании воды в системе), что проявляется в более широком замещении Мус \rightarrow Пл. Если сравнить реакционные пары Мус \rightarrow Кшш и Мус \rightarrow Пл, то очевидна предпочтительность второй реакции. Это подтверждается и геологическими данными: при грейзенизации гранитов Мус интенсивно замещает Пл, в то время как микроклин долго остается свежим и не затрагивается мусковитизацией.

Проведенные расчеты еще не дают окончательного ответа на все вопросы. Если ΔZ реакции > 0 , то реакция может протекать при резком возрастании активности в растворе того компонента, на базе которого возникнет новая фаза. С учетом величин, полученных расчетным путем, можно объяснить некоторые особенности развития процесса.

В работах по гранитоидам подчеркивается тесная геохимическая связь К и Rb. Но в рассматриваемом случае эта связь имеет место лишь до стадии формирования метасоматитов, а дальше пути миграции этих элементов диаметрально противоположны. При формировании кварц-альбит-топазовых метасоматитов калий выносится, а Rb накапливается в протолитионите, где содержание его достигает 1,08%. Одновременно идет процесс накопления Rb в полевых шпатах. Так, если в агрегате калиевого полевого шпата и плагиоклаза из неизмененного гранита содержание Rb_2O равно 0,038%, то в агрегате того же состава из кварц-альбит-топазовых метасоматитов оно увеличивается в 7 раз и составляет 0,201%. Таким образом, этот процесс характеризуется накоплением Rb в значительных количествах. Накопление Rb в слюдах можно объяснить изоморфизмом с К, но в полевошпатовом агрегате, состоящем почти из одного альбита, накопление Rb трудно объяснить с классических позиций кристаллохимии. По-видимому, здесь начинают играть роль процессы сорбции «крупных катионов» Rb на поверхности вновь образованного альбита.

При контактово-метасоматических процессах наблюдается незначительный вынос Rb из гранитов во вмещающие породы. В тех случаях, когда на контакте указанные процессы не развиваются, выноса Rb не отмечается. Отсюда можно сделать

вывод, что основным в миграции и перераспределении Rb является метасоматический этап изменения пород, причем по сравнению с Li рубидий мигрирует более легко и на большие расстояния.

В альбитизированных и калишпатизированных гранитах, по результатам анализов, K и Rb не коррелируются вообще и очень хорошо коррелируются в участках окварцевания, где в условиях кислотного выщелачивания резко проявляются их щелочные свойства. Как и в апогранитах, здесь K и Rb не коррелируются в зонах формирования слюдяно-кварцевых грейзенов, наблюдается вынос K и накопление Rb. Интересно, что рубидий с натрием хорошо коррелируются в участках окварцевания, т. е. в тех условиях, где все щелочи переходят в подвижное состояние и испытывают тенденцию к миграции.

Тантал и ниобий хотя и являются элементами-аналогами, но в связи с различием своих термодинамических параметров на определенных этапах метасоматического процесса стремятся к обособлению. Если обратиться к основному минералу-носителю редких элементов — слюдам, то здесь отмечается одна особенность. При изучении слюд Аиртавского массива и южной части Золотоношского выявилась следующая картина: а) с усилением степени грейзенизации из слюд выносятся Ta и Nb, т. е. на этапе кислотного выщелачивания происходит извлечение этих элементов из слюд и перевод их в подвижное состояние; б) в альбититах по сравнению с грейзенами незначительно возрастает или уменьшается содержание Nb и резко увеличивается количество Ta.

Подобное различие в поведении элементов, которые на всех стадиях магматического этапа и при формировании грейзенов вели себя идентично, можно объяснить, вероятно, неодинаковостью их термодинамических характеристик. Поскольку при образовании альбититов протекает процесс перехода биотита в протолитионит или даже лепидолит, то это предопределяет возрастание содержания лития в протолитионите и лепидолите с преимущественным накоплением Ta.

Большинство оловянных рудопроявлений связано с грейзенами, что довольно существенно отличает поведение Sn от Ta. Если в грейзенах пути танталовой и оловянной минерализации различны, то в кварц-альбит-топазовых и кварц-альбит-протолитионитовых метасоматитах они довольно близки. В последнем случае касситерит и колумбит нередко встречаются вместе, образуя тесные сростания. На всех этапах послемагматической деятельности олово довольно подвижно и может выноситься во вмещающие породы, где нередко возникают рудопроявления.

Бериллий еще в большей мере, чем олово, характеризуется широким проявлением собственной минерализации на разных этапах послемагматической деятельности. В слюдах бериллий, несмотря на интенсивное развитие процесса грейзенизации, остается в постоянных количествах. Так, в слюдах Аиртавского массива содержание бериллия в крупнозернистых гранитах равно 0,0043 вес. %, грейзенизированных гранитах 0,0047, кварц-сланцевых грейзенах 0,0047 и 0,0025, т. е. бериллий из слюд не выносится. Основные количества этого элемента, вероятно, поставляются в раствор в результате замещения полевых шпатов при процессах грейзенизации, что способствует появлению в грейзенах самостоятельной бериллиевой минерализации. При развитии во вмещающих породах процесса грейзенизации отмечается привнос бериллия в грейзенизируемые породы (Орлиная Горка).

Наличие в растворе активных ионов F, Cl, S, P, B и других определяет многообразие формы комплексов бериллия, что приводит к растянутому во времени и пространстве процессу формирования самостоятельной бериллиевой минерализации без возникновения концентрированного оруденения. Так, в Орлиногорском массиве бериллиевая минерализация акцессорно присутствует во всех метасоматитах в виде фенакита, берилла и гельвина, но нигде не образует достаточных скоплений. В общем наиболее характерна связь бериллиевой минерализации с флюоритом и вполне определенный антагонизм с топазом. При постмагматических процессах бериллий достаточно далеко мигрирует за пределы материнской интрузии и образует рудопроявления во вмещающих породах иногда в удалении от контакта до 1 км. В этом случае наиболее отчетливо проступает его связь с флюоритом, что указывает на F-комплексный характер переноса соединений бериллия.

Данные анализов Ta, Nb и Be из Кв — Мус грейзенов Кочетавской глыбы (табл. 34) указывают на весьма большую связь между Ta и Nb в грейзенах ($r_{Ta:Nb} = +0,72$) и значительно меньшую между ними и Be ($r_{Ta:Be} = +0,46$, а $r_{Nb:Be} = +0,2$), хотя сводный коэффициент корреляции $r_{св} = +0,79$. Он указывает, что зависимость между данными элементами существует. Это подчеркивается и уравнением регрессии: $Ta_2O_5 = 0,41Nb_2O_5 + 0,52BeO$.

В распределении редкометалльных рудопроявлений, связанных с метасоматитами, наблюдается определенная зональность, обусловленная закономерной сменой редких металлов в зависимости от удаления от массива и состава вмещающих пород, в которых эти рудопроявления размещаются.

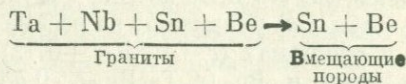
Кварц-мусковитовые грейзены

Параметр	Ta	Nb	Be
\bar{X}	+0,002509	+0,006469	+0,002099
D	+0,0000045	+0,000011	+0,0000018
σ	+0,002135	+0,003364	+0,001343

Если рудоносные интрузии залегают в кислой алюмосиликатной среде, то в них отмечается следующая зональность.

Зона А. Неравномерно альбитизированные граниты с рассеянной вкрапленностью колумбита — танталита и касситерита; вдоль тектонических нарушений развиваются зоны грейзенизации с оловянной или реже бериллиевой минерализацией.

Зона Б. Вмещающие породы алюмосиликатного состава, кварц-слюдяные сланцы, гнейсы или кварциты с зонами метасоматитов в них. Если состав этих пород мало отличается от гранитов, то в них развиваются процессы грейзенизации с оловянным и бериллиевым оруденением, причем по мере удаления от контакта все более возрастает роль бериллия. Если же состав вмещающих пород резко отличается от гранитов, например, в случае проявления на контакте амфиболитов, то в них процессы грейзенизации не отмечаются, а преобладает калишпатизация и реже альбитизация. В этом случае оловянная минерализация не устанавливается, в метасоматитах отмечается только бериллий. В обобщенном виде зональность рудопроявлений редких металлов в гранитах и возле них в алюмосиликатных породах кислого состава выглядит так:



В граносиенитах наиболее отчетливо проявлена тенденция к своеобразной «автолизии», т. е. очищению минералов от Nb и Ta во время развития послемагматических процессов, причем для ниобия в большей степени, что объясняется большей энергией связи тантала с анионами, чем ниобия.

Граносиениты и кварцевые сиениты формируются обычно в условиях малых и средних глубин, что определяет появление своеобразной зональности в распределении рудопроявлений редких металлов. В отличие от редкометальных гранитов здесь

не наблюдается оруденения во вмещающих породах. Это, возможно, объясняется близкоповерхностными условиями формирования пород, когда магматическое тело играло роль активного флюидопроводника (по терминологии Г. Л. Поспелова), по которому перемещалось основное количество гидротерм.

В обобщенном виде зональность в распределении рудопроявлений редких металлов, связанных со щелочными породами, можно представить следующим образом.

Зона А. Интенсивно окварцованные, альбитизированные и флюоритизированные граносиениты и кварцевые сиениты вдоль тектонических зон. Оруденение представлено колумбитом и бериллом (?). Редкоземельные минералы отсутствуют или отмечаются крайне редко. Значительно развиты сульфиды и сульфосоли свинца, меди, серебра, цинка, с которыми иногда связано золото.

Зона Б. В нее входят породы, занимающие верхние части массивов, представленные иногда эффузивными породами, слагающими вулканические аппараты типа некков. Большею частью это щелочные гранит-порфиры и кварцевые порфиры. В них отмечаются комплексные рудопроявления редких земель, бериллия, олова и ниобия с преобладанием редких земель и бериллия. Редкоземельные минералы представлены фторкарбонатами редких земель цериевой группы, монацитом и ксенотимом. Характерно слабое развитие метасоматических процессов, интенсивная флюоритизация.

Таким образом, зональность в распределении редкометальной минерализации в метасоматитах по граносиенитам будет характеризоваться элементами: зона А: $Ta + Nb + Be$; зона Б: $TR + Be + Nb + Sn$.

Весьма характерен антагонизм тантала и редких земель с тенденцией к увеличению концентрации бериллия в верхней зоне.

ГЛАВА VII

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ И ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКА РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Рассмотренные материалы позволяют предполагать, что рудоносными являются те гранитоиды, расплавы которых были насыщены водой, существовавшей в виде самостоятельной

флюидной фазы, обогащены сверхстехиометрическими компонентами, имели существенно лейкократовый состав, занимали наиболее высокий гипсометрический уровень и формировались в условиях термостатирования, что обусловило их длительную эволюцию, широкое проявление послемагматических процессов, с которыми связано оруденение.

Поскольку все процессы образования руд и метасоматического преобразования протекают в результате диффузии, то при малых скоростях диффузии компонентов в поровых растворах, выполняющих свободный объем породы, а тем более в решетках минералов при их метасоматическом преобразовании, это очень длительный процесс. Так, например, как было показано Д. В. Рундквистом (1968), даже формирование сложных рудных жил растягивается на сотни тысяч — миллионы лет. А поскольку скорость диффузии компонентов, химических реакций, величины энергии активации этих реакций и т. д. определяется, в первую очередь, температурой, то для наиболее полной реализации любой природной системы в виде скопления минеральных агрегатов необходим стабильный термодинамический режим, определяющий квазистатический характер процесса минералообразования. Такие условия возникают при термостатировании этих систем.

Термостатированием, по нашему мнению (Летников, Нарсеев, 1969), называется явление стабилизации температурного поля природных систем (магматических или гидротермальных) в результате экзотермических реакций в самих системах (экзотермостатирование) или под воздействием внешнего постоянного теплового поля (эндотермостатирование).

Обязательное условие термостатирования — это соблюдение отношения $\frac{dQ_1}{d\tau} \approx \frac{dQ_2}{d\tau}$, где Q_1 — количество тепловой энергии, поступающей в систему; Q_2 — количество тепловой энергии, отдаваемой системой.

Роль термостатирования в геологических процессах чрезвычайно велика. В различной мере оно имеет место во всех эндогенных системах, отражая их стремление к состоянию равновесия. Но термостатирование способствует наиболее длительному существованию систем, что определяет возможность более полной эволюции (структурной и энергетической), т. е. полноту процессов минералообразования. В магматических системах это приводит в одних случаях к равномерному распределению компонентов в массе расплава, а в других благоприятствует более полному расслоению и структурной упорядоченности; в гидротермальных — завершенности процессов

рудообразования, интенсивности и законченности метасоматических явлений, возникновению четкой зональности и т. п.

Можно полагать, что лишь в термостатированных термогидроколоннах создаются условия для высокой концентрации рудного вещества и образования богатых руд. Если представить, что рудоотложение происходит в застойных областях, то термостатирование таких частей гидротермальной колонны представляется обязательным. В зависимости от конкретных условий явления термостатирования могут возникать в различных объектах геологических формаций, в связи с чем можно выделять различные порядки термостатированных структур — от крупных участков земной коры до мелких тел.

Наиболее универсальные и долгодействующие термостаты — это зоны регионального заложения, уходящие на большие глубины и поэтому характеризующиеся постоянным и иногда довольно интенсивным тепловым потоком. Такая зона отличается длительностью существования и постоянством температурного поля и может рассматриваться как термостатированная структура вследствие теплопереноса из глубоких частей Земли. В качестве примера можно привести данные по Кокчетавской глыбе, где большинство эндогенных рудопроявлений разных генетических типов и состава приурочено к зонам глубокого заложения, играющих роль долгоживущих термостатированных структур (рис. 34).

Таким образом длительная эволюция расплавов и формирование эндогенных месторождений возможно лишь при термостатировании. Только в таких условиях наиболее реально появление расплавов, насыщенных водой. Для процессов рудообразования решающее значение имеет появление именно самостоятельной флюидной фазы, которая в виде мельчайших пузырьков (даже на молекулярном уровне) пронизывает весь объем расплава, концентрируясь в основном вдоль межкластерных зон. Поскольку различные сверхстехиометрические примеси, в том числе и рудные компоненты, повышают энергию активации кристаллизации расплава, то он стремится локализовать их, «выталкивая» в газоводные пузырьки. Таким путем начинается формирование будущих рудоносных гидротермальных систем. Ведущая роль этого этапа в рудообразовании рассматривалась в работах Л. Н. Овчинникова (1967, 1969). Если через этот расплав мигрировали глубинные флюиды, то они увеличивали количество воды в расплаве и приносили в газоводные пузырьки дополнительные количества рудного вещества.

Возникает вопрос, почему в большинстве случаев в глыбовых областях наиболее рудоносны лейкократовые граниты? Суц-

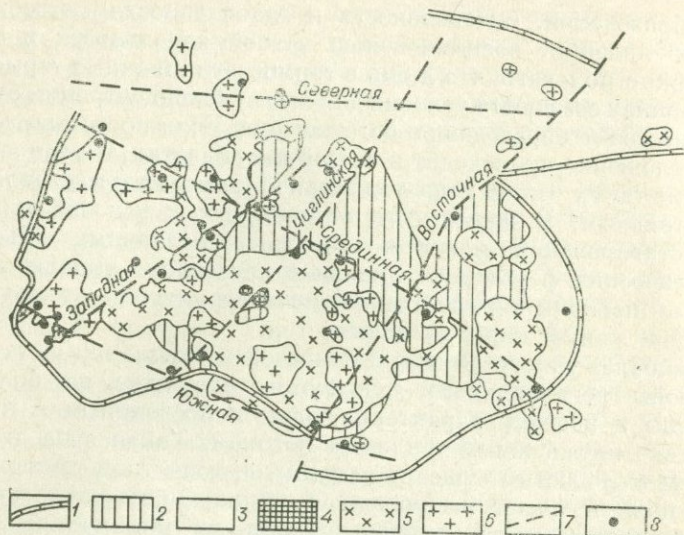


Рис. 34. Схема размещения рудопроявлений на площади Кокчетавской глыбы.

1 — граница глыбы; 2 — породы амфиболитовой фации; 3 — породы фации зеленых сланцев; 4 — кварцевые сиениты средних глубин; 5 — гранодиориты, биотитовые граниты; 6 — лейкократовые и колумбитоносные граниты; 7 — зоны активации; 8 — рудопроявления.

ность этой зависимости заключается в том, что именно в лейкократовом расплаве, обедненном Mg, Ca, Fe, уменьшается количество слюд и амфиболов — главных концентраторов воды в гранитоидах. Поэтому именно в лейкократовых расплавах вода может появиться раньше в виде самостоятельной фазы, заложив основу будущей гидротермальной системы.

Роль метасоматических зон в локализации оруденения двоякая. С одной стороны, метасоматические процессы высвобождают из минералов и переводят в подвижное состояние рудные компоненты, с другой — каждое метасоматическое тело представляет локальный термостат, в котором тепловой режим более стационарен, чем в окружающей среде (Летников, 1965; Сотников, Дударев, 1965; Летников, Нарсеев, 1968), вследствие чего тела метасоматитов весьма благоприятны для локализации оруденения.

Весьма важной для исследования является проблема источника рудного вещества при формировании месторождений, связанных с гранитоидами.

Классическая гидротермальная теория, опирающаяся на представление о кристаллизационной дифференциации исходной магмы, объясняет возникновение остаточного флюида, обогащенного летучими и рудными элементами, как результат кристаллизационной дифференциации. Эта теория имеет ряд преимуществ, но и неустранимых противоречий. Данные анализа геологических факторов дают основание считать, что рассматриваемый механизм формирования гидротерм в одних случаях, несомненно, отвечает действительному положению вещей, а в других — вступает в явное несоответствие с фактами.

При эволюции насыщенных водой гранитоидных расплавов происходит разделение сверхстехиометрических компонентов на две группы. В первую входят элементы с большими значениями изобарных потенциалов (ΔZ) образования кислородных соединений, сопоставимых с таковыми для порообразующих; сюда можно отнести Ta, Nb, Sn, Be, TR, U, Th, Zr, Hf. Ко второй группе относятся те элементы, у которых величина ΔZ для данных условий минимальна; сюда относятся Pb, Cu, Sb, Mo, As, Ag, Au, Hg, Bi и др. (Летников, 1965). Элементы первой группы могут быть переведены в подвижное состояние в основном при развитии последующих метасоматических процессов, а второй — мигрировать в составе гидротермальной системы, что при особо благоприятных условиях может привести к их концентрации и возникновению рудопроявлений. Поскольку метасоматоз производят те же растворы, то обычно возникают смешанные типы гидросистем, несущих элементы обеих групп в пропорциях, отвечающих степени обогащения порового раствора элементами второй группы или степени мобилизации из минералов пород элементов первой.

Сторонники другой теории считают, что первозданные гидротермальные растворы, независимо от их генезиса, не были рудоносными, а становились такими лишь в ходе воздействия на горные породы (Барсуков, 1957; Беус, 1960; Тугаринов, 1963, и др.). Характер и степень обогащения рудными элементами гидротермальных растворов, вступающих в контакт с породой, определяется многими факторами, которые в итоге интегрируются величиной энергии активации процесса перевода того или иного элемента в раствор. Несомненно, что это обстоятельство является решающим для формирования гидротермальной системы и последующей ее эволюции.

Необходимо остановиться на подкоровых растворах, которые приходят из мантии и приносят в своем составе рудное вещество. К сожалению, до сих пор мы не располагаем критериями определения принадлежности рудных компонентов к

коре или мантии. Работа В. Л. Барсукова (1971) дает основание считать, что в породах верхней мантии могут иметь место аномальные концентрации типичных «железных» рудных элементов. Даже в том случае, когда устанавливается связь рудопроявлений со структурами, уходящими в верхнюю мантию, довольно трудно сказать, что явилось главной причиной образования месторождений — стационарный тепловой поток, миграция газов и воды, или же в их составе действительно приносилось рудное вещество?

Более пристального внимания заслуживают представления о роли регионального метаморфизма в обогащении растворов, отделяющихся от метаморфизируемых пород.

Наиболее характерной особенностью регионального метаморфизма является уменьшение парциального давления кислорода при переходе к все более глубинным фациям, а также снижение качества воды в осадочных породах при их метаморфизме. Если в породах фации зеленых сланцев содержится до 4% воды, амфиболитовой 1—2%, гранулитовой 0,35%, то в породах эклогитовой фации отмечаются ничтожные следы воды (Белоусов, 1966). Следовательно, факт миграции воды из зон высоких степеней метаморфизма в сторону низких сомнения не вызывает. Степень обезвоживания находится в прямой связи с повышением температуры и давления. Поэтому по мере эволюции вещества осадочных пород с нарастанием степени метаморфизма изменяется не только количество воды в породе, но и характер связи ее с минералами и в самих водосодержащих минералах.

Кроме того, процессы, сопровождающиеся увеличением температуры и давления, приводят к уменьшению кислородной координации в минералах и соединениях. В связи с этим можно полагать, что при таких процессах должен выделяться кислород, а поскольку в глубинных породах количество водорода достаточно велико, то, следовательно, при высоких температурах могут формироваться молекулы воды.

В пользу этого предположения говорят многочисленные экспериментальные данные. Так, при термической обработке кварца (Бондаренко, Киселев, 1961) с использованием масс-спектрального анализа было обнаружено выделение молекулярного кислорода с максимумами 500—550 и 900—950°С с резким уменьшением в области 600—700 и после 1000°С. При нагревании Fe_2O_3 в области температур 700—1100° легко отщепляется кислород. Весьма характерно, что во всех этих случаях из решетки выделяется водород. По другим работам (Haul, Joust, 1961) в очень тонком порошке кремнезема диффузия кислорода отмечена при 500—600°С, в кварце при 1070°С,

а в TiO_2 при $860-1030^\circ\text{C}$. К сожалению, не ясно, является ли этот кислород сверхстехиометрическим, появляющимся на поверхности в результате перераспределения между объемом и поверхностью, или он выделяется в ходе изменения решетки кристалла в связи с повышением температуры. Таким образом, кроме процессов дегидратации минералов при метаморфизме, протекает процесс выделения кислорода из них с увеличением температуры, что также способствует образованию воды.

На фоне нарастающего дефицита воды и кислорода в условиях прогрессивного метаморфизма должно происходить разделение элементов на две группы в зависимости от их сродства к кислороду. Элементы с большим сродством к кислороду будут создавать свои собственные соединения, а те, у которых величина сродства мала для данных условий, должны стремиться к миграции в вышележащие породы, характеризующиеся меньшими значениями давления и температуры и более высокой активностью кислорода. Как известно, мерилом химического сродства элементов при заданных давлении и температуре является величина изобарно-изотермического потенциала образования данного соединения ΔZ . Было показано (Летников, 1965), что своеобразным термодинамическим барьером, разделяющим элементы в эндогенных процессах, является значение ΔZ_T образования воды для данных условий, т. е. значение сродства кислорода и водорода. При прочих равных условиях элементы с большей, чем у водорода, величиной ΔZ_T должны накапливаться в породе, а с меньшим значением ΔZ_T — переходить в поровые растворы и испытывать склонность к миграции. Эта зависимость будет сохранять силу только при условии развития процесса в области парциального давления кислорода, обеспечивающего существование воды. В тех фазах метаморфизма, где будет происходить уменьшение содержания воды или ее полный вынос, «борьба за кислород» начнется между элементами, имеющими величину $\Delta Z_T > \Delta Z_T \text{H}_2\text{O}$.

В свете проблемы метаморфогенного рудообразования необходимо подчеркнуть, что потенциальная рудоносность той или иной породы определяется не валовым содержанием в ней рудного компонента. Более важно — это форма нахождения элемента в породе, его энергия связи. Наиболее благоприятным является перевод рудного элемента в подвижное состояние и нахождение в составе порового раствора или же сорбция на поверхности минералов. Сорбированный на поверхности минералов элемент может легко переводиться в раствор, в то время как извлечение того или иного иона из кристаллической решет-

ки потребует значительно больших энергетических затрат. Поэтому, вероятно, породы низких ступеней метаморфизма более «потенциально рудоносны», так как энергия связи рудных элементов в них с компонентами слагающих породу минералов будет меньше по сравнению с породами, прошедшими метаморфизм при более высоких P и T . В этом плане особенно важен вопрос о выявлении формы нахождения рудных элементов в метаморфических породах.

Для выяснения вопроса о взаимосвязи распределения редких элементов в породах на современном эрозионном уровне с глубинным строением Кокчетавской глыбы были сопоставлены средние содержания тантала, ниобия, олова, бериллия, рубидия, лития и урана (всего более 5000 определений) по линии от Золотоношского до Боровского массива (линия А—В, рис. 35). При построении разреза были использованы геофизические материалы О. Д. Иванова и Н. Я. Костюковой (Северо-Казахстанская геофизическая экспедиция) и другие литературные источники (Андреев и др., 1966). Глубинное строение гранитных массивов отражает их гнейсово-купольную природу, что подтверждено детальными геологическими исследованиями (Розен, 1969). Нижние кромки таких массивов проведены на основании геофизических данных. Породы «гранитного» слоя рассматриваются как преимущественно породы амфиболитовой фации метаморфизма, что следует из геологических данных, а «диоритового» — преимущественно гранулитовой фации. Ниже поверхности «базальтового» слоя залегают породы гранулитовой и эклогитовой фации с предполагаемым участием пород верхней мантии. Такая схема не противоречит петрологическим и геологическим данным, особенно сверху до поверхности Конрада.

По мере продвижения с запада на восток общая мощность амфиболитовой и гранулитовой фаций уменьшается на 4—5 км за счет соответственного возрастания мощности «базальтового» слоя. Поэтому самый западный Золотоношский массив занимает наиболее высокое положение относительно поверхности Конрада; на современном эрозионном срезе он залегает в породах фации зеленых сланцев, которые фиксируются в нем в виде ксенолитов. Если учесть сводовый характер Кокчетавской глыбы, то Золотоношский массив является самым малоглубинным на данном разрезе. Промежуточное положение занимают на востоке Боровской и Жукейский массивы, которые размещаются в породах амфиболитовой и частично зеленосланцевой фаций. В центре глыбы размещается наиболее глубокий изофациальный Зерендинский массив. Толща пород прорезается региональными глубинными зонами активи-

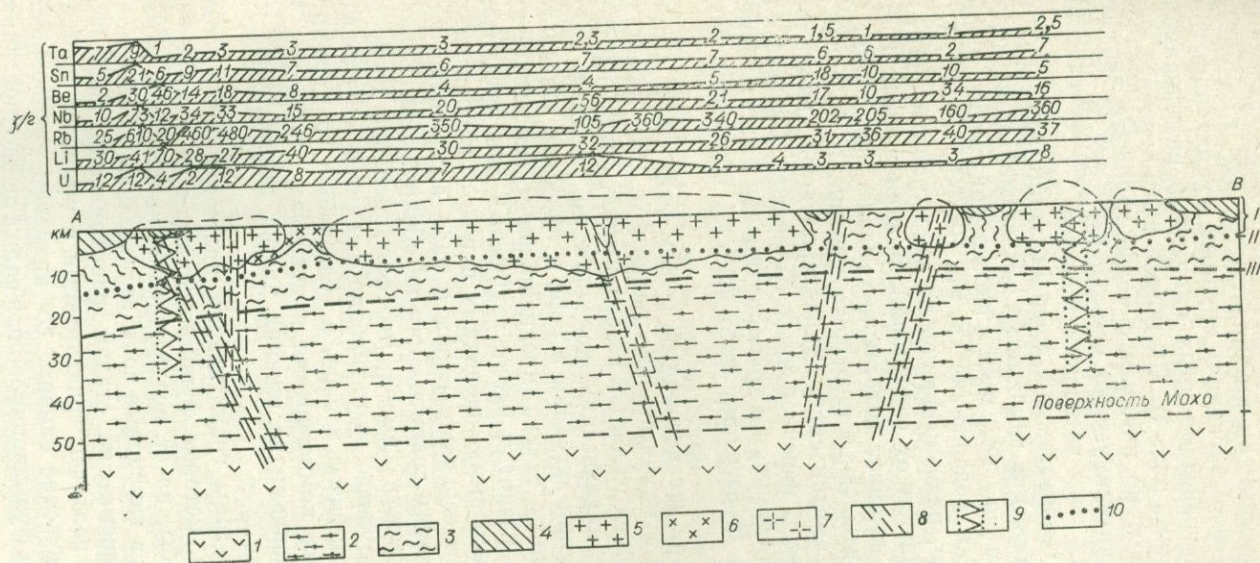


Рис. 35. Разрез через Кокчетавскую глыбу.

I — породы верхней мантии; 2 — породы «базальтового» слоя; 3 — породы амфиболитовой и гранулитовой фаций; 4 — породы фации зеленых сланцев; 5 — граниты; 6 — гранодиориты; 7 — граносиениты, кварцевые сиениты; 8 — зоны активизации; 9 — зоны региональной гранитизации (зоны гравитационных минимумов); 10 — поверхность «диоритового» слоя (гранулитовая фация); I — «гранитный» слой (преимущественно «базальтового» слоя (гранулитовая и эклогитовая фация)), II — поверхность «диоритового» слоя (гранулитовая фация), III — поверхность «базальтового» слоя (гранулитовая и эклогитовая фация).

зации и выделенными О. Д. Ивановым зонами гравитационных минимумов, которые он интерпретирует как глубинные зоны полихронного формирования крупных гранитоидных интрузий. На зонах гравитационных минимумов размещались гнейсовые купола (см. рис. 4). Их можно рассматривать как подводящие каналы, по которым с более глубоких частей коры поступали гранитизирующие компоненты, что и предопределило вдоль них рост гнейсовых куполов.

Сравнение геохимической специализации зон разуплотнения (гранитизации) и глубинных зон активизации подчеркивает их различие по всем рассматриваемым элементам (см. рис. 35). Так, содержание Ta, Sn, Be, Nb, Rb, Li, U в Боровском массиве, размещавшемся на зоне гранитизации, почти ничем не отличается от содержания в аналогичных гранитах Зерендинского массива, залегающих вдали от обоих типов структур. Граниты Золотоношского массива в пределах глубинной зоны активизации характеризуются аномальными содержаниями всех перечисленных элементов. Следовательно, роль двух типов структур в транспортировке редких элементов не равнозначна. В решении этого вопроса возможны два варианта.

Не исключено, что флюидный режим этих двух структур был качественно и количественно различным. Это может быть объяснено различной глубиной их заложения, когда, например, глубинные зоны активизации доходили до верхней мантии, а зоны гранитизации затухали в коре в пределах «базальтового» слоя. В пользу такого предположения свидетельствуют факты широкого развития вдоль глубинных зон активизации массивов ультраосновных—щелочных пород с карбонатитами, ультраосновных и основных пород и даек аналогичного состава, которые в зонах гранитизации не обнаружены. Если это так, то можно сделать вывод, что формирование гнейсовых куполов и последующее выплавление гранитов обусловлены процессами метаморфизма в коре, а обогащение гранитоидных расплавов рудными компонентами в пределах глубинных зон привнесом их флюидами из нижних частей земной коры или из верхней мантии.

Возможно, что зоны гранитизации являются более древними структурами, которые функционировали на ранней стадии развития глыбы, на ее позднегеосинклинальном и раннеорогенном этапах, а глубинные зоны заложились в более позднее каледонское время, на стадии расплавления гнейсовых куполов. Поэтому роль зон гранитизации в привносе рудного вещества в магматические камеры со временем уменьшалась, а зоны активизации функционировали в роли флюидопроводника

от начала и до конца формирования этих массивов. Такое предположение основано на данных гелиевой съемки И. Н. Яницкого (ВИМС). Было установлено, что многие участки глубинных зон активизации до сих пор являются гелиеносными структурами, а для зон гранитизации это явление не отмечается. Кроме того, большая часть рудопроявлений, связанных с гранитоидами, имеет связь с зонами активизации, а не с зонами гранитизации.

Но независимо от интерпретации выявленной зависимости роль этих двух типов структур в транспортировке рудных элементов неравноценна и их разделение довольно обосновано.

Для всех рудных элементов максимальные значения характерны для пород Золотоношского массива в пределах зоны активизации. При этом те граниты, которые находятся за пределами зоны, отличаются более низкими содержаниями редких элементов, что дает основание утверждать о привносе глубинными флюидами в магматическую камеру Золотоношского массива Ta, Nb, Be, Sn, Rb, Li, и проблематично U. Характерно, что породы фации зеленых сланцев, попадающие в эту зону, характеризуются высокими содержаниями Be (46 γ /г) и Li (70 γ /г). Не исключено, что такие геохимические аномалии обусловлены в какой-то мере и нахождением их в зоне. Максимальное обогащение редкими элементами характерно для верхних частей магматических камер, эволюционирующих в пределах таких зон. Так, например, в Золотоношском массиве фиксируются две зоны активизации, наиболее мощная Южная (крайняя слева на рис. 35) и Западная. Южная зона пересекает массив вдоль контакта вблизи кровли массива; в ее пределах содержание всех редких элементов максимально. Граниты в пределах Западной зоны характеризуют центральную часть массива, расположенную на 1,5—2 км ниже относительно кровли; здесь установлено значительно более низкое содержание редких элементов. Более резко эта разница обнаруживается при сравнении граносиенитов из наиболее глубинного Жиландинского массива и кварцевых сиенитов, расположенных в пределах Чаглинской зоны в центре Зерендинского плутона (см. рис. 35). Несмотря на то, что массив сложен породами повышенной щелочности с высоким содержанием K₂O (до 50—60%) в нем устанавливается очень низкое содержание Rb (105 γ /г), более чем в 3 раза меньше, чем в окружающих гранитах, и только количество Nb возрастает почти в 3 раза.

Если рассматривать гранитные массивы, выплавленные из гнейсовых куполов на региональных зонах гранитизации,

то, сравнивая по линии разреза серию пород гнейс—гранодиорит—гранит, довольно определенно можно говорить о привносе Rb и U; количество других элементов существенно не меняется, а в некоторых случаях лития и бериллия в гнейсах и гранодиоритах больше, чем в гранатах. Следовательно, можно полагать, что по зонам гранитизации из нижних частей метаморфического слоя в гнейсовые купола и расплавы, возникающие в их пределах, наряду с K, Si и H₂O, поступали Rb и U, в то время как по глубинным зонам гранитизации из верхней мантии и метаморфического слоя поступали Ta, Sn, Be, Nb, Rb, Li и U. Это и предопределяет в итоге различный геохимический облик гранитоидов в пределах зон гранитизации, с одной стороны, и глубинных зон активизации, с другой.

Александров И. В., Трустикова Т. А., Туицин Б. П. О влиянии натрия и калия на миграцию и осаждение ниобия. — «Геохимия», 1971, № 3, с. 357—360.

Александров И. В. Модели эндогенного тантало-ниобиевого оруденения. М., «Наука», 1973, 147 с.

Александров А. Л. Исследование равновесных температур кристаллизации гранитоидов на основе петрохимических данных. Автореферат диссертации. Иркутск, 1970, 44 с.

Александров И. В., Трустикова Т. А. Экспериментальное изучение условий образования тантало-ниобатов. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 6, с. 52—62.

Андреев А. П., Бродовой В. В. и др. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. — «Сов. геология», 1966, № 6, с. 34—48.

Андрянов К. А., Хайдук И., Хананашвили Л. М. О способности элементов образовывать полимеры с неорганическими цепями молекул. — «Успехи химии», 1965, т. 34, вып. 1, с. 27—44.

Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963, 103 с.

Байдов В. В. Структура расплавленных силикатов кальция. — В кн.: Свойства и структура шлаковых расплавов. М., «Наука», 1970а, с. 67—73.

Байдов В. В. Ультразвуковые исследования и микроструктура шлаковых расплавов. — В кн.: Свойства и структура шлаковых расплавов. М., «Наука», 1970 б, с. 23—38.

Барсуков В. Л. К геохимии олова. — «Геохимия», 1957, № 1, с. 54—62.

Барсуков В. Л. О проблеме источников рудного вещества. — В кн.: Тезисы докл. к Междунар. геохим. конгрессу. М., 1971, с. 213—215.

Барт Т. Ф. Измерение температур гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962, 54 с.

Барт Т. Ф. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956, 404 с.

Барт Т. Ф. Измерение палеотемператур гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962, 19 с.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, 123 с.

Белякина М. Н. Связь гранитоидных формаций со складчатыми структурами в байкалидах Енисейского края. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 62—75.

Белякина М. Н., Долгинов Е. А. К вопросу о генезисе гранитов в северо-западной части Енисейского края. — «Вестн. МГУ», 1963, № 3, с. 60—78.

Белякина М. Н., Долгинов Е. А. Структуры рифей в северо-западной части Енисейского края. — «Геотектоника», 1965, № 2, с. 17—32.

- Беус А. А. Геохимия грейзеновых месторождений.—В кн.: Геохимические циклы. М., «Наука», 1960, с. 50—70.
- Беус А. А., Озерман М. Т. О распределении Rb в магматических породах и корреляционной связи между Rb и K.—«Геохимия», 1965, № 11, с. 1318—1325.
- Беус А. А., Ситнин А. А. Геохимические особенности распределения Та в гранитоидах.—«Геохимия», 1968, № 5, с. 579—586.
- Божко Н. А. Мозамбикский пояс и некоторые особенности верхнедокембрийских «активизированных» зон Африки.—«Геотектоника», 1970, № 6, с. 13—22.
- Бондаренко А. В., Киселев В. Ф., Красильников К. Г. О термической обработке кварца.—«Кинетика и катализ», 1961, т. II, вып. 4, с. 590—598.
- Вайнгард У. Введение в физику кристаллизации мегаллов. М., «Мир», 1967, 400 с.
- Говоров А. А., Овраменко П. А. Гидратация и твердение концентрированных дисперсных шлаковых материалов.—«Докл. АН СССР», 1969, т. 289, с. 605—960.
- Дмитриев А. П., Кузьев Л. С., Дербенев Л. С. Термодинамические процессы в горных породах. М., Изд-во Москов. горн. ин-та, 1968, с. 14—18.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970, 432 с.
- Дударев А. Н., Сотников В. И. Энергетический анализ процесса грейзенизации.—«Геол. и геофиз.», 1965, № 5, с. 49—58.
- Дю Тойт. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957, 319 с.
- Елисева О. П. Геолого-петрографическая характеристика интрузивных пород Центральной части Казахстана.—В кн.: Вопросы петрографии Казахстана. М., «Недра», 1966, с. 5—17.
- Есин О. А., Гаврилов А. К., Лапинских Б. М. О формах существования кремнезема в жидких шлаках.—«Докл. АН СССР», 1953, т. 88, № 4, с. 713—716.
- Есин О. А., Лапинских Б. М. Влияние катионов на прочность анионов в расплавленных шлаках.—«Докл. АН СССР», т. 95, № 1, с. 405—408.
- Есин О. А. О природе жидких шлаков.—«Физ. химия», 1956, № 6, с. 62—84.
- Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Ч. I. М., «Металлургиздат», 1962, 308 с.
- Есин О. А. Расплавленные шлаки и их взаимодействие с металлами.—В кн.: Физическая химия и электрохимия расплавленных солей и шлаков. М., «Химия», 1968, с. 17—29.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара.—«Тр. ИГЕМ АН СССР», 1959, вып. 14, 293 с.
- Жариков В. А. Магматические замещения карбонатных толщ.—В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Гранитоиднейсы. Киев, Изд-во АН СССР, 1960, с. 92—120.
- Жариков В. А. Термодинамическая характеристика необратимых природных процессов.—«Геохимия», 1965, № 10, с. 1191—1207.
- Жариков В. А. Физико-химическая петрология скарновых месторождений. Автореф. докт. дисс. М., 1966, с. 112.
- Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов.—«Геол. рудных месторожд.», 1967, № 5, с. 75—89.
- Жариков В. А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение.—В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. I. М., «Наука», 1969, с. 98—115.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961, 306 с.

Залкин В. М. О механизме контактового плавления.— «Физ. химия», 1969, т. 2, с. 299—305.

Зубов В. Г., Фирсова М. М. О свойствах кварца.— «Кристаллография», 1962, т. 7, вып. 3, с. 469—471.

Ивошин И. П., Спейт Ю. А. Состав и происхождение Томского гранитоидного массива.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 7, с. 128—136.

Ионин М. В. Определение энергии гидратации ионов в растворе из электрохимических, термических и спектроскопических констант.— «Ж. физ. хим.», 1963, т. XXXVII, № 7, с. 1575—1576.

Кадик А. А. Физические условия плавления на контакте с интрузивными порциями магм при естественной конвекции расплава.— «Геохимия», 1970, № 4, с. 460—475.

Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., «Наука», 1968.

Карпов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск, 1971, с. 385.

Коваленко А. М., Новохатский И. А., Петров А. К., Ершов Г. С. Влияние газов на вязкость окисных расплавов.— «Изв. АН СССР. Металлы», 1969, № 6, с. 90—94.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И. и др. Зональность редкометалльных гранитов.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969, с. 102—104.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Летников Ф. А. О магматическом генезисе литий-фтористых редкометалльных гранитов.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 2, с. 446—451.

Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. М., «Наука», 1964, с. 270.

Коржинский Д. С. Фактор минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— «Тр. ГИН», 1940, вып. 1, № 18, 260 с.

Коржинский Д. С. Принципы подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн.: К 60-летию акад. Белянкина. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 15—30.

Коржинский Д. С. Термодинамические потенциалы открытых систем и пример их применения в геохимии.— «Изв. сектора физ.-хим. анализа», 1949, т. 7, вып. XIX, с. 74—85.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1952, № 2, с. 56—69.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы. М., 1955, с. 335—453.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В кн.: Магматизм и связь с ним оруденения. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 90—108.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 193 с.

Коржинский Д. С. Экстремальные состояния в системах с вполне подвижными компонентами.— «Ж. физ. хим.», 1958, т. XXXII, № 7, с. 703—718.

Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 128, № 2, с. 383—386.

Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов.— «Тр. Восточно-Сибирского геол. ин-та. Серия геол.», 1962, вып. 5, с. 90—105.

- Коржинский Д. С.** Теория процессов минералообразования. М., Изд-во АН СССР, 1962, 74 с.
- Коржинский Д. С.** Вывод термодинамических потенциалов открытых систем с внешне задаваемыми кислотностью и восстановленностью.— В кн.: Проблемы геохимии. М., 1965, с. 128—147.
- Коржинский Д. С.** Кислотно-основное взаимодействие компонентов в расплавах.— В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. М., «Наука», 1966, с. 105—117.
- Коржинский Д. С.** Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М., «Наука», 1967, с. 90—96.
- Красильникова А. В., Летников Ф. А.** Акцессорные минералы гранитоидов Кокчетавской глыбы.— В кн.: Акцессорные минералы. М., 1968, с. 237—246.
- Красильникова А. В., Летников Ф. А.** Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов Кокчетавской глыбы.— В кн.: Акцессорные минералы. М., 1968, с. 315—319.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. и др.** Геология и петрология граптогнейсовой области юго-западной Карелии. Л., «Наука», 225 с.
- Крегер Ф.** Химия несовершенных кристаллов. М., «Мир», 1969, 418 с.
- Крупман Л. И.** О механизме процесса изотермического растворения.— В кн.: Физико-механические основы производства стали. М., «Наука», 1968, с. 114—121.
- Кузьмин А. М.** Природа волнистого погасания кварца.— В кн.: Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1968, с. 63—68.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М., «Наука», 1964, 604 с.
- Кузнецов Ю. А.** О главных формах гранитоидного магматизма и механизма образования гранитоидных тел.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 6, с. 3—16.
- Летников Ф. А.** Изобарные потенциалы образования минералов и применение их в геохимии. М., «Недра», 1965, 115 с.
- Летников Ф. А.** Влияние кинетических факторов на формирование и состав гидротермальных систем.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения (Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов). М., «Наука», 1968, с. 91—100.
- Летников Ф. А.** Энергетический анализ основных типов метасоматической зональности. (Матер. II конференции по околорудному метасоматозу). Л., 1966а, с. 14—15.
- Летников Ф. А.** Некоторые вопросы термодинамики магматических процессов.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966б, с. 102—107.
- Летников Ф. А., Красильникова А. В., Степаненко Н. И.** Некоторые особенности распределения тантала в гранитоидах Кокчетавской глыбы.— В кн.: Геология и геохимия, минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата. 1966, с. 89—92.
- Летников Ф. А.** К вопросу об использовании экспериментальных данных по синтезу стипшовита для геофизических построений.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 3а, с. 138—140.
- Летников Ф. А.** Особенности магнообразования на различных термодинамических уровнях земной коры.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. (Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов). М., «Наука», 1968б, с. 192—208.

Летников Ф. А. О роли азота в процессе формирования гидротерм.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. I. М., «Наука», 1968в, 351 с.

Летников Ф. А. Некоторые черты металлогенической специализации гранитоидов.— В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М., «Наука», 1969, 1157 с.

Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Роль термостатирования в локализации руд в метасоматитах.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969а, с. 23—24.

Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Роль термостатирования в эволюции вулканических систем. Вулканизм, гидротермы и глубины Земли (материалы к совещанию). Петропавловск-Камчатский, 1969б, с. 71—73.

Летников Ф. А. Об изменении параметров элементарной ячейки кварца пород Кокчетавской глыбы.— «Записки ВМО», 1969, ч. 98, вып. 4, с. 495—497.

Летников Ф. А., Медведев В. Я., Киселев А. И. Взаимодействие гранитного расплава с CaCO_3 и MgCO_3 .— «Информ. бюлл. Ин-та земной коры СО АН СССР», 1970, с. 43—46.

Летников Ф. А., Чигринева А. И. О газоводном режиме формирования гранитоидов Кокчетавской глыбы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 3, с. 49—56.

Летников Ф. А. Об особенностях формирования колумбитоносных гранитоидов Кокчетавской глыбы.— В кн.: Эндогенные редкометалльные месторождения и методы их исследований. М., ИМГРЭ, 1972, с. 31—37.

Ляхович В. В., Колесникова В. Н. Акцессорные минералы и изоформное рассеяние. «Минерал. сб.», 1969, № 2, вып. 4, с. 18—31.

Ляхович В. В., Овчинников Л. Н. Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность.— «Ежегодник, 1969», Иркутск, 1970, с. 5—14.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М., «Наука», 1968, 308 с.

Ляхович В. В. Средние содержания Ta, Nb, и Ti в биотитах гранитоидов.— «Геохимия», 1970, № 10, с. 1215—1225.

Ляхович В. В. Некоторые задачи современного изучения изверженных пород.— «Сов. геол.», 1971, № 3, с. 29—40.

Маракушев А. А., Тарарин И. А. О глубинности формирования гранитоидов.— В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука», 1964, с. 72—84.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965, 326 с.

Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968, 199 с.

Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации кислотности щелочности гранитоидов, бедных кальцием. Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 61—94.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов.— В кн.: Тезисы докл. Междунар. геохим. конгресса. М., 1971, с. 313—515.

Маракушев А. А., Безмен Н. И. Химическое сродство металлов к кислороду и сере.— «Геология рудных месторождений», 1969, т. XI, № 4, с. 8—23.

Маракушев А. А. О термодинамических исследованиях в минералогии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 1, с. 5—30.

Марфунии А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962, 273 с.

Мержанов А. Г., Дубовицкий Ф. И. Современное состояние теории теплового взрыва.— «Успехи химии», 1966, т. XXXV, вып. 4, с. 656—683.

- Нарсеев В. А. Спонтанная полимеризация и ее роль в вулканическом процессе.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966, с. 98—102.
- Нарсеев В. А., Летников Ф. А. Об эволюции расплавов и гидротерм на различных уровнях вулкано-плутонических систем.— В кн.: Материалы симпозиума по проблеме «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». М., «Наука», 1969, с. 187—193.
- Овчинников Л. Н. Экспериментальные исследования процессов эндогенного рудообразования.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов. Л., «Наука», 1967, с. 30—51.
- Овчинников Л. Н. О максимальной глубине образования гидротермальных месторождений и возможных давлениях в этих условиях.— В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с. 3—7.
- Орлова Г. П. Равновесие силикатный расплав — вода при высоких давлениях. Автореф. статей сотрудников ИГЕМ. М., 1969, с. 50—52.
- Павлова Т. Г. К вопросу о генезисе гранитогнейсовых куполов. О гнейсовых куполах в южном Улутау.— «Геотектоника», 1967, № 3, с. 63—68.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— «Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР», 1962, с. 77—109.
- Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестана — Алая. М., «Наука», 1964, 318 с.
- Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 2, с. 411—414.
- Перчук Л. Л. Принцип влияния температуры и давления на равновесия природных железо-магнезиальных минералов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 12, с. 3—30.
- Перчук Л. Л. Термодинамические условия гранитизации метапеллитовых толщ.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. II. М., «Наука», 1970а, с. 188—214.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970б, 390 с.
- Перчук Л. Л. Сосуществующие минералы. Справочник химических анализов и парагенезисов породообразующих минералов. Л., «Недра», 1971, 424 с.
- Подольский А. М. Геохимические и минералогические признаки ниобиевых гранитов на примере некоторых массивов северо-западной части Центрального Казахстана.— В кн.: Металлогенетическая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 103—130.
- Подольский А. М., Серых В. И. Ниобий в интрузивных породах Кокчетавского поднятия (Казахстан).— «Геохимия», 1964, № 10, с. 1037—1043.
- Поспелов Г. Л. Проблемы эндогенной динамической флюидитологии.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 12, с. 3—18.
- Поспелов Э. Г. О характере процесса гранитизации останцов.— В кн.: Проблемы региональной геологии и петрологии Сибири. (Матер. конф. молодых ученых). Вып. 2. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 54—57.
- Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. М., «Недра», 1970, 410 с.
- Ревердатто В. В., Слободской Р. М. Контактный метаморфизм в условиях интрузивного давления.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 6, с. 1408—1411.
- Розен О. М. Гиперстеновые гранулиты в докембрии Кокчетавского массива.— «Зап. Всес. минералог. об-ва», 1966, ч. 95, вып. 5, с. 593—597.

Розен О. М., Краснобаев А. С., Серых В. И. О соотношении данных абсолютному возрасту пород докембрия и прорывающих их каледонских гранитоидов на примере Кокчетавского массива.— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов. М., «Наука», 1966, с. 93—102.

Розен О. М., Серых В. И. Основные черты истории геологического развития древнего ядра Кокчетавского массива.— «Тр. ЦКГУ», 1967, вып. 3, с. 116—130.

Розен О. М. Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1968, 210 с.

Розен О. М., Серых В. И. Основные черты истории геологического развития древнего ядра Кокчетавского массива и некоторые вопросы металлогении.— В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1969, с. 30—45. («Тр. ЦКГУ», вып. 3).

Розен О. М., Серых В. И. О миграции химических элементов в земной коре при гранитообразовании.— «Геохимия», 1970, № 2, с. 1116—1130.

Румане К. Структурные исследования некоторых окислов. М., «Мир», 1969, 260 с.

Рундквист Д. В. Онтогенез и филогенез грейзеновых месторождений. Автореф. докт. дисс. Л., 1968, 105 с.

Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., «Наука», 1965, 118 с.

Семенченко В. К., Баскакова В. Б. О термодинамической устойчивости кварца в области $\alpha - \beta$ перехода.— «Изв. АН СССР. Серия неорг. матер.», 1969, № 4, 5, с. 766—772.

Серых В. И., Яценко Н. Я. О порфиробластовых гранитах Зерендинского массива (Северный Казахстан).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 9, с. 34—45.

Серых В. И. Геология и геохимия позднекаледонских гранитоидов юго-восточной части Кокчетавского массива (Северный Казахстан). Автореф. канд. дисс. М., 1966, 35 с.

Серых В. И. и др. Метасоматические явления в экзоконтактах аляскитовых интрузий Зерендинского плутона.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1968, № 6, с. 34—43.

Серых В. И., Розен О. М. О миграции химических элементов в земной коре при гранитообразовании.— «Геохимия», 1969, № 9, с. 1066—1082.

Смуктий В. В. Взаимодействие извести с основным шлаком.— В кн.: Физ.-хим. основы производства стали. М., «Наука», с. 90—111.

Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970, 305 с.

Срывалин И. Т., Есин О. А., Корпачев В. Г. Оценка теплот смещения.— «Успехи химии», 1966, т. XXXV, вып. 1, с. 3—20.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации.— «Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР», 1954, вып. 4, с. 6—34.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии. Л., 1964, 215 с.

Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., «Наука», 1965, 287 с.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961, 229 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных пород. М., ИЛ, 1961, 578 с.

Торопов Н. А., Берзаковский В. П. Высокотемпературная химия силикатных и других окисных систем. М., Изд-во АН СССР, 1963, 257 с.

Торопов Н. А., Румянцев П. Ф. Изучение кинетики растворения кремнезема.— «Ж. прикл. хим.», 1965, т. XXXVIII, № 9, с. 2113—2115.

- Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 153—178.
- Тугаринов А. И. О поездке в страны западной Африки.— «Геохимия», 1965, № 11, с. 1379—1383.
- Убеллоде А. Плавление и кристаллическая структура. М., «Мир», 1969, 280 с.
- Ферсман Е. А. Избранные труды. Т. I—IV. М., Изд-во АН СССР, 1956—1959, 1015 с.
- Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкостей. М., Изд-во АН СССР, 1945, 390 с.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. В. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах.— «Геохимия», 1959, № 5, с. 387—397.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Кадик А. А. Растворимость воды в расплаве гранитного состава при давлениях до 7000 атм.— «Геохимия», 1963, № 10, с. 957—959.
- Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование).— «Геохимия», 1969, № 3, с. 273—288.
- Хренов К. К., Россошинский А. А., Кислицин В. М. К вопросу образования автектической фазы при контактовом плавлении.— «Докл. АН СССР», 1970, с. 804—817.
- Челищев Н. Ф. О взаимоотношениях главных породообразующих минералов, гранитов в свете экспериментальных данных.— «Минеральные исследования», М., 1969, вып. 1, с. 3—16.
- Челищев Н. Ф. О новообменных свойствах щелочных полевых шпатов.— «Геохимия», 1969, № 7, с. 860—867.
- Челищев Н. Ф. Некоторые вопросы термодинамики ионообменных равновесий в системах типа: минерал переменного состава — раствор (пар).— «Геохимия», 1970, № 3, с. 309—319.
- Швидков Н. И. Растворимость окиси магния в шлаках.— В кн.: Термодинамические свойства расплавов. Новокузнецк, 1969, с. 9—21.
- Шейнман Ю. М. Примечание к книге А. Дю Тойта «Геология Южной Африки». М., ИЛ, 1957, с. 204—211.
- Шипулин Ф. К. Об энергии интрузивных процессов.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 60—91.
- Шипулин Ф. К. К геохимии магматических процессов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 3, с. 50—80.
- Эйтель В. Термохимия силикатов. М., «Промстройиздат», 1957, 114 с.
- Barth T. F. W. Progressive metamorphism of spargmite rocks in Southern Norway.— «Norsk geol. tidsskr.», 1938, v. 18, № 1.
- Boettcher A. L., Wyllie P. J.— «J. Geol.», 1968, v. 76, N 2, pp. 235—244.
- Bottinga Y., D. F. Weill. Densities of liquid silicate systems.— «Amer. J. Sci.», Summer 1970, v. 269, p. 169—182.
- Bowen N. L. The melting phenomena of the plagioclase feldspars.— «Amer. J. Sci. Ser. 4», 1913, v. 35.
- Bowen N. L., Tuttle O. F. Beginning of melting of some natural granites. Carnegie Inst. of Washington, Yearbook, 1953, № 52.
- Boyd F. R. Amphiboles. Carnegie Inst. Washington.— «Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab.», 1954, 1955, 1956, pp. 108, 115, 198.
- Brown G. C. A comment on the role of water in the partial fusion of crustal rocks. Earth and Planetary Science Letters, 1970, v. 9, p. 355—358.
- Brown G. C., Fife W. S. Production of granitic Melts during Ultrametamorphism Contr. Minera and Petrol., 1970, v. 28, pp. 310—318.

- Burnham C. W., N. F. Davis. The role of H_2O in silicate melts.—«Amer. J. Sci.», 1971, v. 270, № 1, pp. 54—79.
- Burnham C. W., Jahns R. H. A method for determining the solubility of water in silicate melts.—«Amer. J. Sci.», 1962, v. 260, 721 p.
- Engster H. P. Stability of annite. Carnegie Inst. Washington.—«Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. Yearbook.», 1967, v. 56.
- Escola P. The problem of mantled genesis domes.—«Quart. J. Geol. Soc.», London, 1949.
- Garter N. L., Christie J. M., Griggs D. T.—«J. Geol.», 1964, vol. 72, № 6.
- Gibbon D. L., Wyllie P. J. Experimental Studies of igneous rock series.—«J. Geol.», 1969, v. 77, № 2.
- Goranson R. W. The solubility of water in granite magmas.—«Amer. J. Sci.», 1971, 22 p.
- Griggs D. T., Turner F. V., Heard H. C. Rock deformation (A Symposium).—«Nem. Geol. Soc. America», 1960, v. 79, № 1.
- Haul R., Joust D. Dumbden Reactivity of solids. 1961, 65 p.
- Holmes A. The oldest dated minerals.—«Nature», 1954, v. 173, № 4405.
- Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental Studies of Pegmatite Genesis: A model for the Derivation and Crystallization of Cranitic Pegmatite.—«Econ. Geol. and Bull. Soc. Econ. Geologist», 1969, v. 64, № 8, pp. 843—863.
- James R. S., Hamilton D. L. Phase Relations in the System $NaAlSi_3O_8$ — $KA_3Si_2O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — SiO_2 of 1 kilobar water Vapour Pressure.—«Contr. Mineral. and Petrol.», 1969, v. 21, № 2.
- Jiyama J. T. Etal Equilibre des feldspaths alcalins et des plagioklasses.—«Compt. rend. Soc. Geol. France», 1963, v. 256, № 24.
- Kranck E. H. «Geol. Rund.», 1957, Bd. 64, № 2.
- Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars.—«J. Geophys. Res.», 1964, v. 69.
- Morse S. A. Alkali Feldspars with Water at 5 kb. Pressure.—«J. Petrol.», 1970, v. 11, pt. 2, pp. 221—51.
- Orville Ph. M. Alkali ion exchange between vapour and feldspar phase.—«Amer. J. Sci.», 1963, v. 261, № 3, pp. 201—237.
- Perchuk L. L., Ryabchikov I. D. Mineral Equilibria in the System Neopheline — Alkali Feldspar — Plagioclase.—«J. of Petrol.», 1968, v. 9, pt. 1, pp. 123—67.
- Perrin R. Granitization, metamorphism and volcanism.—«Amer. J. Sci.», 1954, v. 252, pp. 449—465.
- Robie R. A., Waldbaum D. R. Thermodynamic Properties of Minerals at High Temperatures.—«Geol. Surv. Bull.», 1968, v. 1259.
- Shimada M. Melting of albite at high pressures in the presence of water.—«Earth and Planetary Science Letters», 1969, v. 6, p. 447—450.
- Steuhl H. H. Die experimentelle Metamorphose und Anatexis eines parabiititgneises aus dem Schwarzwald.—«Chem. Erde», 1962, v. 21, № 3—4.
- Stewart D. B., Roseboom B. H. «J. petrol.», 1962, v. 3, pp. 280—315.
- Tuttle O. F. «Bull. Geol. Soc. America», 1949, v. 60, pp. 1727—1729.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — $SiO_2 \cdot H_2O$ —«Mem. Geol. Soc. America», 1958, v. 74, p. 153.
- Winter A. Le bilan energetique de la solidification vitreuse et de la solidification cristalline.—«Compt. Rend. Acad. sci.», 1956, v. 250, № 18, pp. 3000—3002.
- Yoder H. S., Tilley C. E. Origin of basalt magmas.—«J. Petrol.», 1962, v. 3, pp. 342—532.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i>	3
<i>Глава I.</i> Некоторые особенности формирования гранитоидов глыбовых областей	6
<i>Глава II.</i> Условия выплавления гранитоидных расплавов	22
Экспериментальные исследования	29
Механическое плавление	42
<i>Глава III.</i> Взаимодействие гранитоидных расплавов с горными породами	53
<i>Глава IV.</i> Газоводный режим гранитных расплавов	75
<i>Глава V.</i> Кристаллизация гранитоидов	95
Поведение сверхстехиометрических компонентов в расплавах	103
Эволюция гранитоидных расплавов при кристаллизации	134
Температуры кристаллизации гранитоидов	139
Гранодиорит—гранит-аляскитовые серии пород	147
Граносиениты и кварцевые сиениты	162
Биотитовые граниты с аксессуарным колумбитом (колумбитоносные граниты)	184
<i>Глава VI.</i> Метасоматические явления в гранитоидах глыбовых областей и проблемы их рудоносности.	193
<i>Глава VII.</i> Некоторые вопросы рудоносности гранитоидов и проблема источника рудного вещества	205
<i>Литература</i>	205

Феликс Артемьевич Летников

ГРАНИТОИДЫ ГЛЫБОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

Редактор *Л. И. Шпаковская*
Художественный редактор *Э. С. Филонычева*
Художник *В. И. Шумаков*
Технический редактор *Т. К. Овчинникова*
Корректоры *В. В. Бухалова, К. И. Сергеева*

110

Сдано в набор 5 февраля 1974 г. Подписано в печать 27 декабря 1974 г.
МН 00202. Формат 60×84¹/₁₆. Бумага машиномелованная. 13,5 печ. л., 12,6 усл.-
печ. л., 12,9 уч.-изд. л. Тираж 1200 экз. Заказ № 32. Цена 1 р. 30 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Совет-
ская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станислав-
ского, 25.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

- Древняя структура земной коры Восточной Сибири.
Золотоносность Вилюйской синеклизы и ее обрамления.
Колосов П. Н. Стратиграфия и водоросли верхнедевонских отложений юго-западной Якутии и сопредельных районов.
Кузнецова Ф. В. Нефелиновые сиениты обрамления Боргойской впадины.
Карпов И. К., Киселев А. И. Термодинамика природных мультисистем с ограничивающими условиями.
Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания.
Минералогия траппов юга Сибирской платформы.
Измайлов Л. И. Пиротиновая минерализация золотоносных зон Колымы.
Ивашов П. В. Теоретические основы биогеохимического метода поисков рудных месторождений.
Строение земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану.
Сапрыгин С. М. Динамические системы Сахалинских нефтяных месторождений.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск-90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Цена 1 р. 30 коп.

1249.