

Г. Б. ФЕРШТАТЕР

ПЕТРОЛОГИЯ ГЛАВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ АССОЦИАЦИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
URALS RBANCH
Zavaritsky institute
of geology and geochemistry

G.B. FERSHTATER

**PETROLOGY
OF MAJOR
INTRUSIVE
ASSOCIATIONS**

Editor-in-chief

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences
A.M. DYMKIN

MOSCOW
"NAUKA"
1987

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Институт геологии и геохимии
им. академика А.Н. Заварицкого

Г.Б. ФЕРШТАТЕР

ПЕТРОЛОГИЯ ГЛАВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР

А.М. ДЫМКИН

МОСКВА

"НАУКА"

1987



18466/99481

Ферштагер Г.Б. **Петрология главных интрузивных ассоциаций.** — М.: Наука, 1987.

В монографии рассмотрены наиболее распространенные интрузивные породы котектического состава (граниты, габбро и клинопироксениты), а также естественные ассоциации магматитов. Большое внимание уделено анализу влияния давления на состав пород. На этой основе выделены две группы интрузивных пород: плутоническая и вулкано-интрузивная. Обосновано существование барофобных и барофильных серий, которые в первом приближении отвечают соответственно толеитовым и известково-щелочным. Описаны длинные эволюционные ряды магматических формаций, объединенные приуроченностью к одной структурной зоне подвижного пояса.

Рассмотрены такие актуальные для магматической петрологии вопросы, как определение порядка кристаллизации минералов в равномернозернистых породах, интерпретация различных включений, типизация пород и серий по геохимическим признакам и др.

Для петрологов и геологов.

Ил. 75. Табл. 25. Библиогр. 149 назв.

Рецензенты: Д.С. Штейнберг, И.А. Малахов

Ferstater G.B. **Petrology of major intrusive associations.** — Moscow: Nauka, 1987.

This book deals with the characteristic features of common broad types of intrusive cotectic rocks (granites, gabbros, olivine clinopyroxenites) and associated rocks. Much attention is given to the analysis of pressure influence on the rock composition. Based on it two groups of intrusive rocks: plutonic and volcano-intrusive have been distinguished. Rock series are classified on barophobic and barophilic types which correspond as a first approximation to the tholeiitic and calc-alkaline series, respectively. Long evolutionary series of the magmatic formations all confined to a single structural zone of a mobile belt are described.

Petrologists are being faced with the problems such as an order of crystallisation of equigranular rocks, interpretation of different inclusions, geochemical specialization of rocks and series and others.

For petrologists and geologists.

Reviewers: D.S. Shteinberg, I.A. Malakhov

ВВЕДЕНИЕ

В основе этой книги лежат результаты многолетних исследований интрузивных массивов Урала. В качестве сравнительного материала использованы литературные данные и кратковременные личные наблюдения над рядом типовых объектов за его пределами. К настоящему времени часть этого материала, касающаяся габбро-гранитоидных серий, уже обобщена и опубликована [88], другая — по гранитоидным и гипербазит-габбровым ассоциациям — готовится к печати. Это обстоятельство позволяет не вдаваться здесь в детальное описание конкретных объектов, а сосредоточить внимание на генетических вопросах. В то же время это создает и определенные трудности для читателя, желающего понять фактическую основу того или иного вывода. В ряде случаев для этого необходимо обратиться к соответствующей литературе, где приведена более полная исходная информация. Не рассматривается также схема формационного расчленения габбро-гранитоидных и гранитоидных серий, которая опубликована в недавней монографии [88].

Основная цель автора состояла в том, чтобы выявить информативные особенности наиболее распространенных интрузивных пород и их ассоциаций и тем самым способствовать более надежной интерпретации экспериментальных данных, развитию количественного физико-химического подхода к анализу магматизма. Более всего для этой цели подходят породы, отвечающие эвтектикам и котектикам — граниты и габбро, которые подробно рассмотрены с точки зрения влияния на их состав внешних условий, в первую очередь давления. Редкие породы, в том числе щелочные, специально не обсуждаются, за исключением тех случаев, когда необходимо проследить их связи с главными типами.

Интрузивные породы и их ассоциации обладают определенной спецификой по сравнению с эффузивными. Во-первых, если каждая эффузивная порода имеет своего интрузивного комагмата, аналогичного или близкого ей по химическому составу, то для некоторых интрузивных пород вулканические эквиваленты отсутствуют. Для дунитов, гарцбургитов и клинопироксенитов этот вывод достаточно очевиден, а для гранитов и габбро он нуждается в специальном обосновании. Наличие интрузивных пород, лишенных вулканических аналогов, иногда рассматривается как аргумент в пользу их немагматического происхождения. Мы же постараемся показать, что существуют две взаимосвязанные крупные группы интрузивных пород, одна из которых — плутоническая — образована продуктами кристаллизации магмы, не способной в силу ряда особенностей

(значительной водонасыщенности гранитной магмы и высокой температуры глубинной базитовой котектической магмы) достигнуть земной поверхности и дать вулканические излияния, а другая — вулкано-интрузивная — интрузивными комагматами эффузивов, представляющими собой продукты кристаллизации магм, производных от плутонических. Породы плутонической и вулкано-интрузивной групп часто слагают единые интрузивные тела, в которых последние, как правило, являются более поздними, а по составу отвечают котектикам меньших давлений, чем породы плутонической группы.

Во-вторых, обычные эффузивные породы — всегда продукты кристаллизации магм, прошедших достаточно длительную эволюцию, поэтому базальты, андезиты, риолиты близки по составу к низкобарическим котектикам. В связи с этим среди петрологов широко распространено мнение, подкрепляемое все большим числом фактов, о вторичной природе породивших эти породы магм. Что же касается интрузивных ассоциаций, то в них можно обнаружить породы начальных (плутоническая группа) и поздних стадий магматической эволюции. Эта особенность позволяет проследить развитие исходной магмы в процессе подъема ее к поверхности, выявить в рамках конкретных серий производные разноглубинных промежуточных очагов. В работе кратко охарактеризованы главные интрузивные эволюционные тренды, отвечающие снижению давления при внедрении магмы и изобарической дифференциации в промежуточном очаге или магматической камере. Обосновано существование габбро-гранитоидных серий барофобного и барофильного типов, которые отличаются друг от друга геологической позицией, вещественным составом и внутренним строением (бимодальные и полимодальные).

Перечисленными особенностями не исчерпывается специфика интрузивных ассоциаций по сравнению с вулканическими, но именно им уделено основное внимание в данной книге.

Такие вопросы, как определение порядка кристаллизации минералов в равномернозернистых породах, интерпретация различных включений в интрузивах, типизация пород и их серий по геохимическим признакам, информативность данных по железо-магнезиальным силикатам и окислам, постоянно встают перед исследователями при изучении интрузивов. Решению этих вопросов посвящена первая часть книги, а возможности практического применения сделанных выводов рассмотрены в последующих частях при анализе условий формирования и определения природы тех или иных ассоциаций.

Во второй части обосновано расчленение гранитоидов и габбро на плутоническую и вулкано-интрузивную группы, выполнен котектический анализ этих пород и клинопироксенитов, а также показаны возможности использования валового химического состава пород для определения условий образования и эволюции магм.

В третьей части рассмотрены главные типы эволюционных трендов интрузивных ассоциаций, определяемые составом субстрата магнообразования и геологическими условиями. Интрузивные ассоциации, объединенные общими эволюционными трендами, представляют собой наиболее крупные формационные подразделения, лежащие в основе генетического подхода к формационному анализу. Более детальное расчленение магматических

пород по типам их эволюционных трендов является задачей будущих исследований.

Автор признателен своим коллегам, с которыми обсуждались отдельные аспекты работы. Особо хотелось бы отметить полезные дискуссии с Д.С. Штейнбергом и Н.С. Бородиной. Большую помощь при подготовке рукописи оказали В.Г. Крживицкая и Я.Б. Менчинская.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Ab – альбит
*An*₄₀ – анортит и его содержание в плагиоклазе
*Am*_{0,5} – амфибол и его железистость
Ap – апатит
*Bi*_{0,5} – биотит и его железистость
C – корунд
Cpx – клинопироксен
Di – диопсид
En – энстатит
Fem – сумма нормативных ферричешуек и рудных минералов
Fa – фаялит
Fo – форстерит
Fsp – щелочной полевой шпат
Gr – гранат
H – гематит
Hd – геденбергит
Hu – гиперстен
Il – ильменит
L – жидкая фаза
Mt – магнетит

Ms – мусковит
Ne – нефелин
Ol – оливин
Opx – ортопироксен
Or – калиевый полевой шпат
*Pl*₄₀ – плагиоклаз и его номер
Pu – пирит, пирротин
Q – кварц
Ru – рутил
Sp – шпинель
Sph – сфен
S – твердые фазы
 $f = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ – железистость, ат. %
 f_{O_2} – летучесть кислорода
 $\text{FeO}' = \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$
 $\text{MgO}' = \text{MgO} + 0,5\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,55\text{FeO}$
 $\text{CaO}' = \text{CaO} + 0,9\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O}$
 $\text{Na}_2\text{O}' = \text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O}$
 $P_{\text{общ}}$ – литостатическое (общее) давление
 $P_{\text{H}_2\text{O}}$ – давление воды

Часть I

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Глава I

О МЕТОДИЧЕСКИХ ОСНОВАХ ИЗУЧЕНИЯ ИНТРУЗИВОВ

При изучении магматических, в том числе интрузивных, комплексов исследователь сталкивается с необходимостью решения ряда стандартных задач. К ним относятся определение условий формирования пород на магматической стадии и их преобразования при последующей эволюции, выяснение природы первичной магмы для дифференцированной серии, анализ флюидного режима и отнесение пород к той или иной формации. В этой главе обсуждаются некоторые методические приемы, используемые для решения этих задач.

ОБРАБОТКА ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Наиболее наглядным и информативным способом сравнения магматических серий по химическому составу является построение харкеровских вариационных диаграмм. Для пород габбро-гранитного ряда по оси абсцисс обычно откладывается содержание кремнезема, а для гипербазит-габбрового ряда — окиси магния, хотя в петрологии распространены и другие диаграммы этого типа [10, 32].

Особо следует остановиться на представлении петрохимической информации в виде пересчетов. Из большого числа существующих способов наиболее приемлем пересчет химических анализов на нормативные миналы либо по методу, разработанному в начале нашего века группой американских петрологов — CIPW, либо по одной из его удачных модификаций — нормативно-молекулярному методу Ниггли. Второй способ технически более прост, позволяет проводить дополнительные манипуляции со стандартными миналами и использован в настоящей работе.

Смысл пересчетов на стандартную норму заключается не в том, чтобы получить представление о минеральном составе породы. Норма — это важная самостоятельная характеристика. Расчет нормы основан на давно известном петрографам обычном порядке выделения минералов. В случае базитов, гранитоидов и фельдшпатоидных пород норма — это идеализированный минеральный состав, отвечающий кристаллизации при не-смесимости основных минеральных твердых растворов. Чем больше условия формирования породы отличаются от этих модельных условий, тем сильнее реальный минеральный состав отличается от нормативного.

Таким образом, различие между "нормой" и "модой" — это важный фациальный показатель [85]. Приведем простой пример. Продуктом кри-

сталлизации базальтового расплава при низком давлении будет двупироксеновое габбро. В апогаббровом амфиболите при том же нормативном составе место пироксенов займет амфибол, содержание плагиоклаза уменьшится и он приобретет более кислый состав по сравнению с исходным габбро. В изохимически образованных по габбро эклогитах плагиоклаз вообще исчезнет. Некоторые другие примеры, имеющие отношение к теме настоящей книги, мы рассмотрим в главе 7.

Остановимся на особенностях расчета нормы, которые были использованы нами. При любых нормативных пересчетах возникают трудности с окисным железом, которое в стандартном варианте связывается в магнетит. Поскольку в магматических породах доля рудного железа сильно колеблется (это видно из анализа его распределения между силикатами и окислами, см. главу 2), было выполнено специальное исследование [11] для выяснения зависимости величины нормативного цветного индекса $Fem = Ol + Orx + Cpx + Mt + Pl$ от количества Fe_2O_3 в породах. Установлено, что концентрация окисного железа слабо влияет на величину Fem при сравнении магнетитового и безмагнетитового вариантов (при расчете безмагнетитовой нормы Fe_2O_3 , FeO и MgO рассматриваются как один компонент, их атомные количества суммируются и переводятся в Ol , Cpx и Orx , железистость которых одинакова и равна общей железистости породы $Fe/(Fe + Mg)$). Изменения в "структуре" Fem касаются содержания Orx . В кварцнормативных породах в магнетитовой норме количество Orx ниже, чем в безмагнетитовой, а в оливиннормативных выше. Одинаковое значение Fem при обоих вариантах пересчета достигается за счет добавления в первом случае нормативного магнетита, а во втором оливина. Влияние безмагнетитового пересчета на уменьшение величины Q в кварцнормативных породах и увеличение Ol в оливиннормативных заметно лишь при содержании $Fe_2O_3 > 3\%$.

Выполненные исследования позволяют для большинства пород рекомендовать расчет безмагнетитовой нормы по методу Ниггли. При содержании Fe_2O_3 в кислых породах $> 1,5-2\%$ и в основных $> 5\%$ рассчитывается магнетит, а остаток железа и магний используются для расчета f , Ol , Orx , Cpx .

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРЯДКА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ В ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ

Еще в начале нашего века петрографам стало ясно, что правилом Розенбуша о соответствии степени идиоморфизма минералов порядку их кристаллизации если и можно пользоваться в отдельных случаях, то с большой осторожностью. Трудями многих петрографов и металловедов показано, что типичная гипидиоморфнозернистая структура отражает в первую очередь кристаллизационную способность минералов, а не порядок их выделения из расплава.

Нами использовался другой подход к определению порядка выделения минералов в полнокристаллических магматических породах. Суть этого подхода состоит в изучении какого-нибудь распространенного минерала, эволюцию состава которого можно связать с изменением состава расплава в процессе кристаллизации [76].

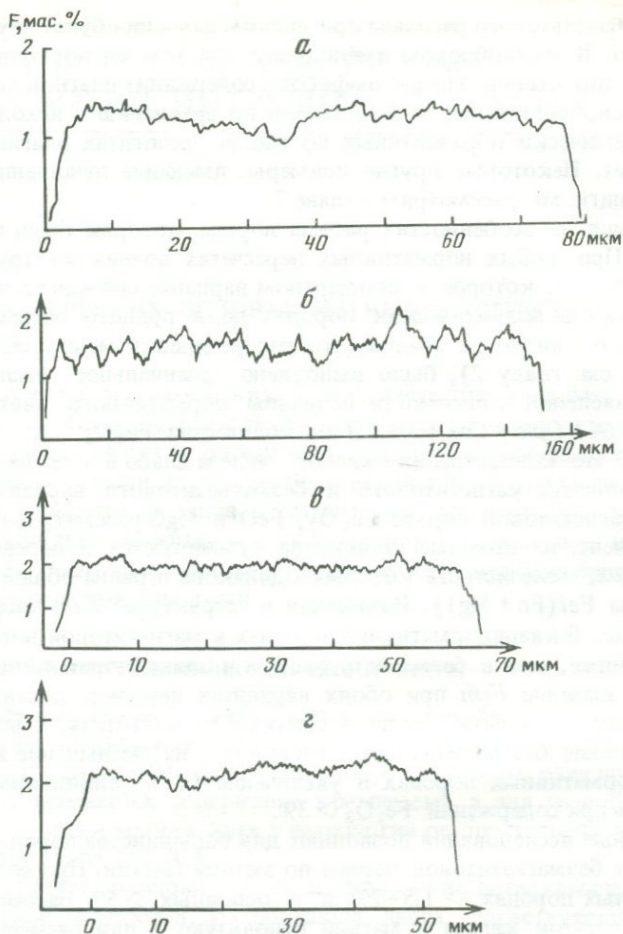


Рис. 1. Распределение фтора во включениях апатита из плагиоклаза (а), роговой обманки (б), биотита (в) и микроклина (г)

С этой целью совместно с В.А. Чашухиной и В.А. Вилисовым анализировались составы апатита-узника, включенного в главные породообразующие минералы различных полнокристаллических магматических пород: габбро, гранитоидов и сиенитоидов. Основная задача исследования заключалась в выявлении зависимости содержаний фтора и хлора в апатите от состава минерала-хозяина с тем, чтобы проследить изменение состава апатита в процессе кристаллизации и на этой основе выяснить порядок выделения включающих его породообразующих минералов.

Определения концентраций элементов выполнены В.А. Вилисовым в полированных шлифах на микроанализаторе IXA-5. В каждом шлифе изучался состав нескольких зерен апатита, включенных в одноименные минералы; в зависимости от размера зерна апатита в нем делалось 7–10 замеров и по этим данным вычислялись средние значения концентраций

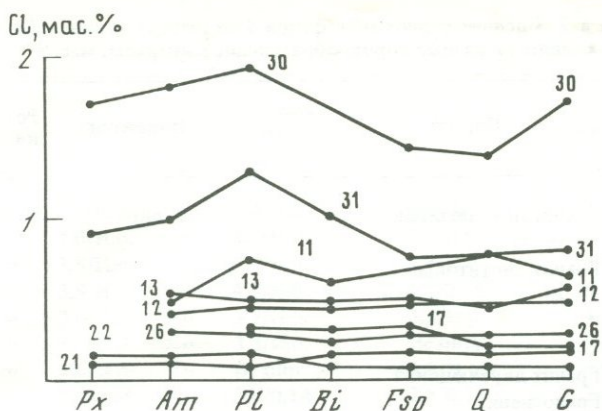


Рис. 2. Содержание хлора в апатите, включенном в разные минералы и образующем обособленные зерна (G). Номера проб см. табл. 2

фтора и хлора. В большинстве случаев содержание фтора и хлора в пределах зерна апатита устойчиво. Мы провели специальные исследования, подтвердившие этот вывод, важный для наших задач (рис. 1).

Апатит достаточно равномерно распределен между породообразующими минералами. Обычно 30–40% от его общего количества обособляется в межзерновом пространстве, 20–40% включено в фемические минералы и примерно столько же в кварце, плагиоклазе и К-полевоом шпате. Баланс включений апатита по минералам гранитоидов Шилово-Коневского района на Среднем Урале по результатам подсчета в шлифах, выполненном В.А. Чашухиной, приведен в табл. 1. Тот факт, что включения апатита отмечаются практически во всех породообразующих минералах, позволяет использовать особенности его состава для анализа среды, из которой кристаллизовались эти минералы.

Содержание хлора в апатите, включенном в разные минералы одной и той же породы, довольно постоянно (рис. 2), а фтора варьирует в широких пределах (табл. 2). При этом минимальные концентрации фтора всегда фиксируются в апатите, включенном в пироксен, роговую обманку и плагиоклаз, а более высокие типичны для апатита из К-полевого шпата, кварца и апатита, образующего самостоятельные зерна. Апатит из биотита в

Т а б л и ц а 1. Распределение включений апатита по минералам магматических пород

Порода	Плагио- к-лаз	К-полево- й шпат	Кварц	Фемичес- кие	Интерсти- циальный апатит
Диорит	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3
Гранодиорит	0,2	0,15	0,1	0,25	0,3
Гранит	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3

Т а б л и ц а 2. Среднее содержание фтора (числитель) и хлора (знаменатель) в апатите, включенном в разные породообразующие минералы, мас. %

Порода	Пироксен	Роговая обманка
1 Гранит двуслюдяной	Не опр.	Не опр.
2 То же	"	"
3 Гранит биотитовый	"	"
4 То же	"	"
5 "	"	"
6 "	"	"
7 Гранит двуслюдяной	"	"
8 Граносиенит	"	"
9 Сиеногранодиорит	"	2,2/Н.о.
10 Граносиенит	"	2,3/0,06
11 Гранодиорит	"	2,7/0,47
12 "	"	2,5/0,42
13 Кварцевый диорит	"	2,7/0,52
14 Гранодиорит	Не опр.	1,8/0,50
15 Кварцевый диорит	"	2,0/0,40
16 "	"	2,1/0,71
17 Гранит	"	Не опр.
18 Гранодиорит	"	0,8/0,30
19 Габбро	1,5/Не опр.	1,7/Не опр.
20 Кварцевый сиенит	Не опр.	1,4/0,06
21 Сиенито-диорит	1,5/0,09	1,6/0,10
22 Габбро	2,1/0,14	2,1/0,15
23 Габбро-монцонит	Не опр.	2,6/Не опр.
24 Кварцевый сиенит	"	2,3/Не опр.
25 Сиенито-диорит	"	2,1/0,22
26 Сиеногранодиорит	"	2,3/0,28
27 Сиенито-диорит	"	Не опр.
28 Кварцевое габбро	"	2,7/Не опр.
29 Гранит	"	2,6/0,33
30 Габбро	1,5/1,69	1,8/1,81
31 Кварцевый диорит	2,4/0,89	2,6/0,96
32 Кварцевое габбро	Не опр.	0,8/0,36
33 Габбро	"	2,6/0,32
34 Плаггиогранит	"	3,2/Н.о.
35 Кварцевый диорит	"	2,4/0,05
36 Габбро-диорит	"	1,7/0,12
37 Габбро	"	2,0/0,51
38 Гнейс	"	Не опр.
39 "	2,2/0,09	2,6/0,08
40 "	Не опр.	Не опр.

П р и м е ч а н и е. Формации и массивы: 1—10 — гранитная: 1 — Санарский, 2, 3 — Джабыкский, 4, 5 — Адуйский, 6, 7 — Карасьевский; монцодиорит-гранитная: 8 — Увильдинский, 9, 10 — Степнинский; 11—18 — тоналит-гранодиоритовая: 11—13 — Владимирско-Кулевчинский, 14—16 — Краснинский, 17, 18 — Койтезекский (Памир); 19—28 — габбро-сиенитоидная: 19—22 — мелкие кольцевые интрузивы в Хабарнинс-

Плагиоклаз	Биотит	К-полевой шпат	Кварц	Интерстициальный апатит
2,9/0,02	3,3/Н.о.	3,0/Н.о.	3,6/Н.о.	4,0/0,12
3,5/Н.о.	4,0/Н.о.	4,3/Н.о.	3,9/Н.о.	4,1/Н.о.
3,4/Н.о.	3,8/Н.о.	4,2/Н.о.	3,4/Н.о.	3,6/Н.о.
2,8/0,15	3,9/Н.о.	4,3/Н.о.	4,1/0,05	4,1/0,07
2,4/Н.о.	3,0/Н.о.	3,7/Н.о.	3,8/Н.о.	4,2/Н.о.
2,5/0,04	3,2/Н.о.	3,3/Н.о.	Не опр.	3,4/Н.о.
3,1/Н.о.	3,6/Н.о.	Не опр.	3,8/Н.о.	4,0/Н.о.
2,5/0,17	1,5/0,06	3,0/0,14	2,8/0,18	2,5/0,16
1,9/Н.о.	3,4/0,03	3,4/Н.о.	3,0/Н.о.	3,4/Н.о.
2,4/Н.о.	3,2/0,05	3,4/0,03	3,4/0,04	3,2/0,05
2,5/0,73	3,0/0,58	Не опр.	2,9/0,76	3,0/0,62
2,2/0,47	3,0/0,43	3,0/0,45	Не опр.	3,0/0,45
2,5/0,49	3,4/0,47	3,6/0,45	3,1/0,42	3,1/0,56
1,5/0,57	1,7/0,85	2,2/0,64	1,9/0,61	2,2/0,70
2,5/0,42	2,4/0,27	3,1/0,45	3,2/0,49	2,9/0,49
1,75/0,55	Не опр.	Не опр.	2,9/0,4	3,4/0,83
1,9/0,30	1,7/0,27	2,8/0,31	2,45/0,19	3,1/0,19
1,9/0,35	2,2/0,40	Не опр.	2,45/0,40	2,5/0,60
1,7/Не опр.	2,5/Не опр.	3,2/Не опр.	Не опр.	3,1/Не опр.
1,6/0,17	2,0/0,06	2,7/0,09	2,5/0,09	3,0/0,05
1,7/0,08	2,6/0,15	2,3/0,17	2,5/0,15	2,4/0,21
1,7/0,18	2,3/0,06	2,7/0,07	2,8/0,06	3,0/0,06
2,4/Не опр.	2,8/Не опр.	3,7/Не опр.	Не опр.	3,6/Не опр.
2,0/Не опр.	2,7/Не опр.	Не опр.	"	3,0/Не опр.
2,1/0,22	2,9/0,18	4,04/Н.о.	"	3,8/0,05
2,0/0,28	3,0/0,25	3,5/0,30	"	3,0/0,29
2,6/0,87	3,1/0,51	2,9/0,81	3,0/0,50	3,4/1,1
3,0/Не опр.	3,2/Не опр.	Не опр.	3,5/Не опр.	3,2/Не опр.
1,4/0,28	Не опр.	3,5/0,53	3,8/0,50	3,8/0,39
1,3/1,94	"	2,3/1,41	1,9/1,35	1,8/1,69
2,3/1,3	2,9/1,00	3,3/0,72	Не опр.	3,3/0,77
0,8/0,38	1,7/0,52	Не опр.	1,9/0,42	2,7/0,71
2,1/1,00	3,3/0,90	3,2/0,42	Не опр.	3,1/0,78
2,3/0,02	3,8/0,02	Не опр.	"	3,6/0,02
2,3/0,07	Не опр.	"	"	3,8/0,09
Не опр.	"	"	"	1,6/0,30
1,3/0,81	"	"	"	2,0/0,42
2,2/0,18	2,4/0,16	"	2,3/0,21	2,4/0,18
2,2/0,10	2,4/0,09	2,3/0,11	2,2/0,11	2,1/0,13
2,1/0,18	2,6/0,12	Не опр.	2,1/0,18	2,2/0,13

ком гипербазитовом массиве, 23–24 – Велиховский, 25 – Тагильский, 26–28 – Верхне-Уральский; 29–31 – габбро-гранитоидная; 29, 30 – Магнитогорский, 31 – Кассельский; 32–37 – габбро-плагиогранитоидная; 32, 33 – Ново-Николаевский, 34–37 – Рефтинский; 38–40 – ортогнейсы; Н.о. – содержание ниже чувствительности прибора (фтор < 0,1%, хлор < 0,02%).

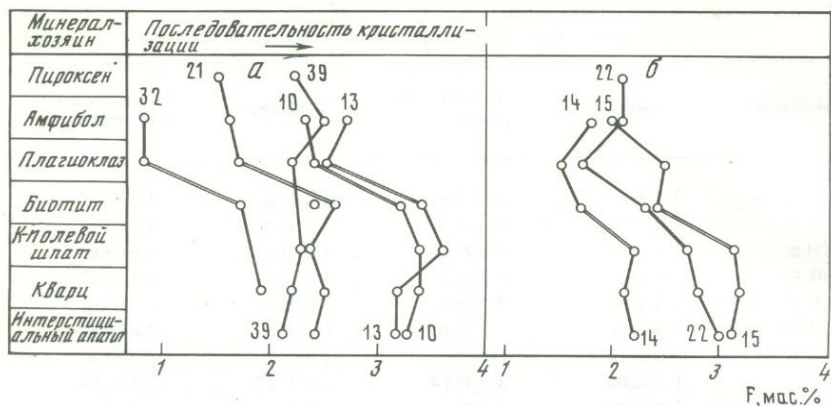


Рис. 3. Содержание фтора в апатите, включенном в разные минералы и образующем обособленные зерна

a, б – породы с биотитом, содержащим включения высокофтористого (*a*) и низкофтористого (*б*) апатита; номера проб см. табл. 2. Двойными линиями соединены минералы разных этапов кристаллизации.

одних породах содержит такое же количество фтора, как из К-полевого шпата и кварца (рис. 3, *a*), а в других – как из пироксена, амфибола и плаггиоклаза (рис. 3, *б*); в некоторых породах концентрация фтора в апатите из биотита выше, чем из плаггиоклаза и роговой обманки, но ниже, чем из К-полевого шпата и кварца.

Таким образом, главный вывод из проведенных исследований заключается в том, что вариации содержаний фтора в апатите в рамках одной и той же породы не произвольны, а определяются типом минерала-хозяина, которые по этому признаку образуют две дискретные группы: 1) пироксен, роговая обманка и плаггиоклаз, 2) кварц и К-полевой шпат. Апатит из минералов второй группы близок по содержанию фтора к тому, который обособляется в межзерновом пространстве, т.е., по-видимому, на поздних стадиях кристаллизации. Минералы, содержащие включения низкофтористого апатита, принадлежат к раннему этапу кристаллизации и представляют собой котектику, которая условно названа нами "габбровой" [88]. Повышенные содержания фтора характерны для апатита из минералов "гранитной" котектики, кристаллизующихся на втором этапе.

Выявленные дискретные уровни содержаний фтора в апатите из минералов разных этапов кристаллизации, во-первых, свидетельствуют о наличии самой этапности и, во-вторых, дают независимую информацию, подтверждающую выдвинутый ранее [73, 88] тезис о кристаллизации наиболее распространенных магматических пород по котектической схеме, когда следует говорить не о последовательности выделения отдельных минералов, а о последовательности кристаллизации минеральных ассоциаций, отвечающих котектике. Данные по составу апатита являются дополнительным и независимым аргументом в пользу выделения двух главных этапов кристаллизации обычных магматических пород. На раннем этапе кристаллизуются минералы гаплобазальтовой системы *Ab-Fem-An* (плаггиоклаз и фемические минералы), а на позднем – гра-

нитной "остаточной" системы $Ab-Q-Or$ (кварц и щелочные полевые шпаты).

Среди минералов раннего и позднего этапов кристаллизации не был упомянут биотит. Относительно времени его кристаллизации мнения петрографов издавна расходятся. Приведенные выше данные дают дополнительные критерии для решения этого вопроса; они свидетельствуют о том, что в одних породах биотит кристаллизуется на поздней стадии вместе с кварцем и К-полевым шпатом (см. рис. 3, а), а в других — раньше, чем эти минералы (см. рис. 3, б).

Сделанные выводы основаны на допущении, что уровень содержания фтора в апатите определяется содержанием этого элемента в расплаве и именно этим обстоятельством обусловлена примерно одинаковая концентрация фтора в апатите, законсервированном в минералах одного этапа кристаллизации. Для проверки этого допущения специально изучены составы апатита из включений в разных зонах одного зерна зонального плагиоклаза (т.е. апатита, заведомо выделявшегося на разных стадиях кристаллизации породы) и в разных минералах ортогнейсов, метаморфизованных в условиях высоких степеней амфиболитовой фации, для которых весьма вероятно полная перекристаллизация первичного парагенезиса.

В первом случае выяснилось, что с удалением апатитового включения от центра плагиоклазового зерна и понижением номера вмещающего плагиоклаза содержание фтора в апатите возрастает (рис. 4). В двух пироксенсодержащих кварцевых диоритах из верхнемеловых массивов Сихотэ-Алиня было установлено, что содержание фтора в апатите, включенном в центральную часть плагиоклазового зерна состава An_{50} , такое же, как в апатитовых включениях из пироксена (рис. 4, проба 1), а в центральной части плагиоклазового зерна состава An_{40} из другого образца (рис. 4, проба 2) апатит несколько обогащен фтором по сравнению с включениями в пироксене (соответственно 2,3% и 1,7% F). В обеих пробах включения апатита в краевых частях плагиоклазовых зерен, имеющих состав An_{15} , содержат примерно на 2% больше фтора, т.е. столько же, сколько апатитовые включения из кварца, щелочного полевого шпата и обособленные апатитовые зерна в интерстициях. Это означает, что кислый плагиоклаз краевых частей зерен обособляется совместно с кварцем и К-полевым шпатом на позднем "гранитном" этапе кристаллизации.

Во втором случае содержание фтора в апатите из разных минералов ортогнейса оказалось практически одинаковым (см. табл. 2, пробы 38—40, рис. 5), что полностью согласуется с моделью кристаллизации метаморфических пород и представлением о равновесности их парагенезиса, отвечающего одному этапу перекристаллизации.

Выбор апатита в качестве минерала-индикатора режима кристаллизации определяется тем, что он выделяется во всем интервале от ликвидуса до солидуса. В тех фторсодержащих минералах, которые кристаллизуются лишь на определенных стадиях этого процесса, содержание фтора оказывается довольно выдержанным и не зависит от типа минерала-хозяина. Например, на рис. 6 приведены данные по составу апатита, биотита и сфена, включенных в разные минералы сиеногранодиоритов Степнинского и гранодиоритов Владимирско-Кулевчинского массивов на Южном Урале, описание которых приведено в [73]. Содержание фтора в апатите



Рис. 4. Содержание фтора в апатите, включенном в центральную и краевую части зонального плагиоклаза и другие породообразующие минералы кварцевых диоритов

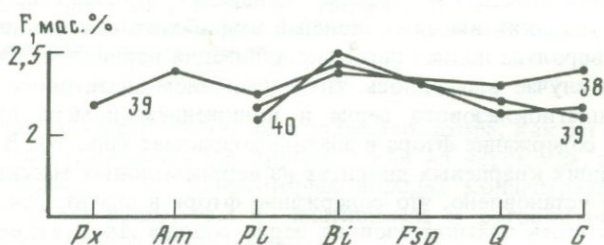


Рис. 5. Содержание фтора в апатите из разных породообразующих минералов в ортогнейсах. Номера проб см. табл. 2.

из этих пород строго согласуется с типом минерала-хозяина и свидетельствует о наличии двух этапов кристаллизации: 1) роговая обманка + андезин, 2) олигоклаз + биотит + кварц + К-полевой шпат. Включения биотита, который в данных породах является поздним, отмечаются во всех других минералах, а содержание фтора в нем довольно постоянно. В плагиоклазе включения биотита присутствуют только в краевых альбит-олигоклазовых частях зерен, которые кристаллизуются на втором этапе одновременно с кварцем, К-полевым шпатом и биотитом, а в роговой обманке биотит развивается в результате ее замещения в позднемагматическую стадию. Примерно постоянным остается и содержание магния в биотите (а значит, и его железистость).

То же самое можно сказать и относительно сфена, магматогенные включения которого отмечаются только в минералах гранитной котектики. Содержание фтора в нем довольно устойчиво и понижается только в тех случаях, когда он включен в роговую обманку и магнетит. В этом случае образование сфена относится к постмагматической стадии.

Несомненно, что достоверное определение порядка кристаллизации магматических пород существенно расширяет возможности петрологического анализа. В частности, оно ставит под сомнение вывод С. Малё и П. Уайлли [131] о чрезвычайной бедности водой гранитной магмы круп-

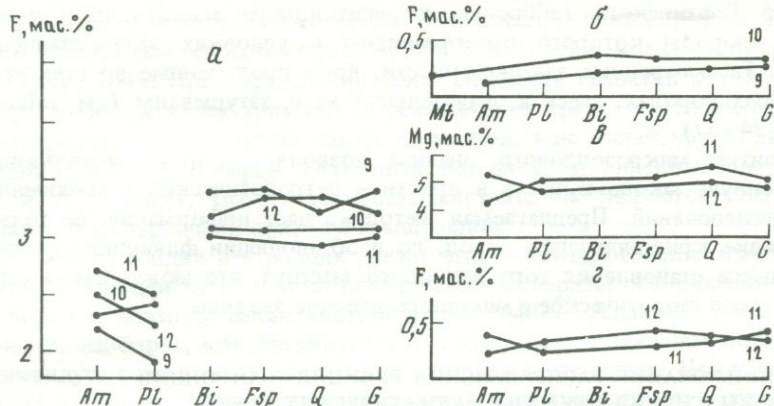


Рис. 6. Содержания фтора в апатите (а), сфене (б), биотите (в) и магния в биотите (г), образующих включения в разных минералах. Номера проб см. табл. 2.

ных гранитных батолитов (более подробно этот вопрос будет обсужден в главе 4).

Полученные данные по содержанию фтора в апатите, включенном в разные породообразующие минералы магматических пород, свидетельствуют о том, что содержание этого летучего компонента в расплаве возрастает в процессе кристаллизации. Они позволяют количественно оценить концентрацию фтора на ранней и поздней стадиях кристаллизации, если известен коэффициент разделения фтора между апатитом и гранитным расплавом.

По оценке И.Н. Бушлякова и В.В. Холоднова (личное сообщение), этот коэффициент равен примерно 35–40. Он сложным образом зависит от состава расплава, температуры и других факторов, что, впрочем, справедливо не только для апатита, но и для других фторсодержащих минералов [3]. При использовании этого значения коэффициента разделения получается, что содержание фтора в расплаве на раннем этапе в различных породах составляло примерно 0,01–0,03 мас. %, а к концу возрастало, возможно, до 0,1 мас. %. Такой порядок значений свойствен всем породам, приведенным в табл. 2, и сходен с теми концентрациями фтора, которые приводит Л.В. Таусон [68].

Необходимо также отметить, что полученные на примере апатита новые доказательства неравновесности минеральных ассоциаций интрузивных пород налагают ограничения на применение биминеральной термобарометрии для определения условий магматической кристаллизации. В тех породах, где двухэтапность кристаллизации выражена наиболее ярко — кварцевых диоритах и гранодиоритах, — даже в случае слабого отжига нельзя использовать для этой цели пары минералов, относящихся к разным этапам, например плагиоклаз и К-полевой шпат.

Первичные различия в составе апатита стираются процессами не только высокотемпературного глубокого метаморфизма, о чем уже говорилось выше, но и низкотемпературных изменений. В этом отношении характерен

пример Рефтинского габбро-плаггиогранитоидного массива на Среднем Урале, породы которого преобразованы в условиях зеленосланцевой фации. Рассмотренные закономерности, ярко проявленные во всех неизменных породах, здесь в значительной мере затушеваны (см. табл. 2, пробы 34–37).

Развитие микронзондового анализа позволяет широко использовать выявленную закономерность в практике петрологических и геохимических исследований. Предлагаемая методика дает информацию не только о порядке кристаллизации пород, но и об эволюции флюидного режима в процессе становления того или иного массива, что может иметь самостоятельное геологическое и металлогеническое значение.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУБИДИЯ И СТРОНЦИЯ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ПРИРОДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

Магматические породы обычно образуют закономерные сообщества (серии), обладающие признаками эволюционных систем. Большая часть пород отвечает расплавам, обособляющимся в процессе дифференциации и эволюции исходной магмы.

Определение типа магмы, исходной для закономерных гомодромных магматических серий, представляет собой сложную петрологическую проблему, которая должна решаться с учетом данных по геологическому положению серии, ее тектонической позиции и вещественному составу. Как правило, набор пород, слагающих ту или иную серию, не произволен. В общем случае он определяется составом магмы и условиями ее эволюции. Например, в полной габбро-гранитоидной серии — производной базальтовой магмы, развиты магматические породы, варьирующие по составу от габбро до гранита. Весь этот ряд пород, объединенных в гомодромную серию, обладает некоторыми общими особенностями вещественного состава, унаследованными от исходной базальтовой магмы. Так, производными примитивных толеитовых магм являются плаггиогранитоиды, континентальных толеитовых магм — гранитоиды с варьирующим содержанием калия, зависящим от концентрации этого элемента в исходной магме и от типа ее фракционирования и т.д. В палингенных коровых гранитных сериях большое влияние на состав пород оказывает специфика субстрата — содержание в нем калия, глинозема и т.д.

В то же время количественные соотношения пород в серии зависят в основном от условий ее эволюции: при барофобном направлении образуются преимущественно контрастные габбро-гранитные ассоциации, а при барофильном широкое развитие получают породы среднего состава: кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты (см. главу 8).

Отдельные аспекты этой проблемы будут рассмотрены в последующих главах, а здесь мы остановимся только на геохимических критериях оценки состава и типа исходной магмы.

Геохимические особенности магматических пород наряду с их изотопным составом в последние годы широко применяются для генетической типизации. В отечественной литературе в наиболее развернутом и последовательном виде использование геохимии для расчленения гранитоидов продемонстрировано Л.В. Таусоном [68]. Он выделил ряд геохимических ти-

пов гранитоидов, каждый из которых "объединяет группу пород, отличающихся общностью способа образования и геологического положения" ([68], стр. 164). При определении принадлежности гранитов к тому или иному геохимическому типу автор рекомендует прежде всего учитывать концентрации и соотношения таких элементов, как калий, фтор, литий, рубидий, стронций и барий. Огромный материал, накопленный мировой наукой, показывает, что эти элементы действительно являются важными индикаторами первичной природы гранитоидов.

Геохимия рубидия и стронция делает эти элементы особенно информативными. Рубидий не входит в ликвидусные минералы основных и средних пород и поэтому накапливается в остаточных расплавах, тогда как стронций, наоборот, концентрируется в плагиоклазе, появление которого на ликвидусе базальтов и андезитов регулируется давлением. При кристаллизации в области низких давлений плагиоклаз выделяется на ликвидусе, а повышение водного и общего давления задерживает его кристаллизацию, и ликвидусной фазой становятся фемические силикаты [34, 136]. В первом случае концентрация стронция в остаточном расплаве понижается, во втором повышается.

Содержания рубидия и стронция в различных типах габбро и гранитах варьируют в широких пределах и коррелируют не только с особенностями вещественного состава пород в отношении петрогенных элементов, но и, что особенно важно, с исходным составом магмы и, следовательно, с геологическим положением серии, с ее приуроченностью к тем или иным структурным зонам и стадиям развития подвижного пояса.

Изложенные ниже закономерности распределения рубидия и стронция основаны на обширных личных материалах автора по магматическим сериям Урала с ясной тектонической позицией, а также на материалах общих исследований с местными геологами в Приморье, на Тянь-Шане, Памире и других регионах. Анализы выполнены М.В. Траяновой и Н.П. Берсеновой на рентгенофлуоресцентном анализаторе *VRA-2*.

Как известно, различные типы базальтов закономерно отличаются друг от друга по содержанию стронция и рубидия. Минимальные количества этих элементов отмечаются в океанических базальтах, а максимальные — в континентальных щелочных базальтах (рис. 7). Соответственно и серии вулканических пород, ассоциированных с теми или иными базальтами, хорошо разделяются по содержанию рубидия и стронция. Все островодужные и континентальные базальт-риолитовые серии на диаграмме *Rb-Sr* концентрируются в пределах узкого поля, ограниченного линиями *QP* и *NM*, океанические толеиты и ассоциированные с ними вулканы расположены в самой нижней части поля *OQP*, а орогенные базальт-андезит-дацитовые и латитовые серии, а также щелочобазальтовые — в пределах поля *NMQL*. Эти поля выделены на основании обобщения огромного фактического материала по сериям с ясной геологической позицией, часть из которых показана на рис. 7.

Вариации содержания рубидия и стронция в базальтах коррелируют не только с их приуроченностью к разным геодинамическим режимам и крупным геоблокам. Вещественный состав этих пород закономерно эволюционирует в процессе развития всех типов тектонических структур. Примером могут служить базальты континентальных рифтов, в которых, судя

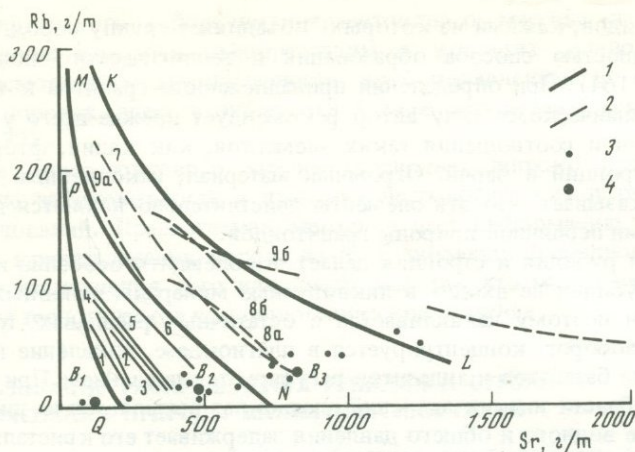


Рис. 7. Диаграмма Rb—Sr для вулканических серий

1, 2 — серии: 1 — базальт-риолитовые, 2 — андезит-дацитовые, латитовые; 3 — типичные составы базальтов континентальных рифтов [49]; 4 — средние составы базальтов: B_1 — океанический толеит, B_2 — континентальный толеит, B_3 — щелочной базальт; номера серий: 1 — Исландия [33], 2 — долериты Карру [109], 3 — Камчатка [47], 4 — средняя островодужная [36], 5 — Таупо [102], 6 — рифт Афар [91], 7 — Анды [135], 8 — Анды, расстояние от океанической впадины 220–270 км (8^a) и 270–320 км (8^b) [108], 9 — делленит-риолитовая (9^a) и трахиандезитовая (9^b) серии Приморья [6]; поля пород — производных разных исходных магм: POQ — толеитовой океанической; $QPMN$ — толеитовой континентальной и островодужной; $NMKL$ — орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой; выше линии LK — латитовой, щелочно-базальтовой

по сводке Б.Г. Лутца [49], отмечаются широкие вариации состава от типичного океанического толеита до щелочного базальта (см. рис. 7).

Габброиды, ассоциированные с теми или иными базальтами в единых комплексах, обладают близкими с ними содержаниями рубидия и стронция, что позволяет проводить сопоставление габбро-гранитоидных серий с соответствующими вулканитами. Таким путем, с учетом, естественно, геологической ситуации, могут быть выделены габбро-интрузивные аналоги океанических базальтов, континентальных и островодужных базальтов, континентальных щелочных базальтов. Эти типы габброидов дают начало габбро-гранитным сериям, резко отличающимся друг от друга по содержанию рубидия и стронция. В обобщенном виде Rb—Sr соотношения для этих серий показаны на рис. 8.

Практически бескальциевые габбро-плагиогранитные и плагиогранитоидные серии (рис. 8, 1–5а, 27) при минимальном содержании рубидия (обычно за пределами чувствительности рентгенофлуоресцентного метода, т.е. < 3 г/т) образуют три четкие группы по содержанию стронция. Минимальные содержания этого элемента отмечаются в плагиогранитных сериях — производных от базальтовой магмы, близкой к примитивным океаническим толеитам. Такие серии сравнительно редки и отмечаются в составе офиолитовых комплексов, например в массиве Троодос на Кипре (см. рис. 8, серия 2). Аналогичное содержание стронция характерно для габбро-плагиогранитной серии Катинадырского массива в Западных Мугоджарах

(см. рис. 8, серия 1), комагматичной примитивным базальтам, близким по составу к океаническим толентам. Ко второй группе относятся собственно эвгеосинклинальные габбро-плагиогранитные серии, ассоциированные с контрастными раннегеосинклинальными вулканитами островодужного типа (см. рис. 8, серия 5а). По содержанию стронция они аналогичны другим эвгеосинклинальным вулканическим и интрузивным сериям и на диаграмме Sr—CaO (рис. 9) располагаются с ними в одном поле. Эта геохимическая специфика отражает глубокое генетическое родство всех эвгеосинклинальных габбро-гранитоидных серий, приуроченных к разным этапам эволюции подвижных зон этого типа. Что же касается калия и связанного с ним рубидия, то их концентрации растут в процессе эволюции. Одновременно уменьшается K/Rb-отношение, не достигая, однако, значений, свойственных породам андезитовидных серий (рис. 10).

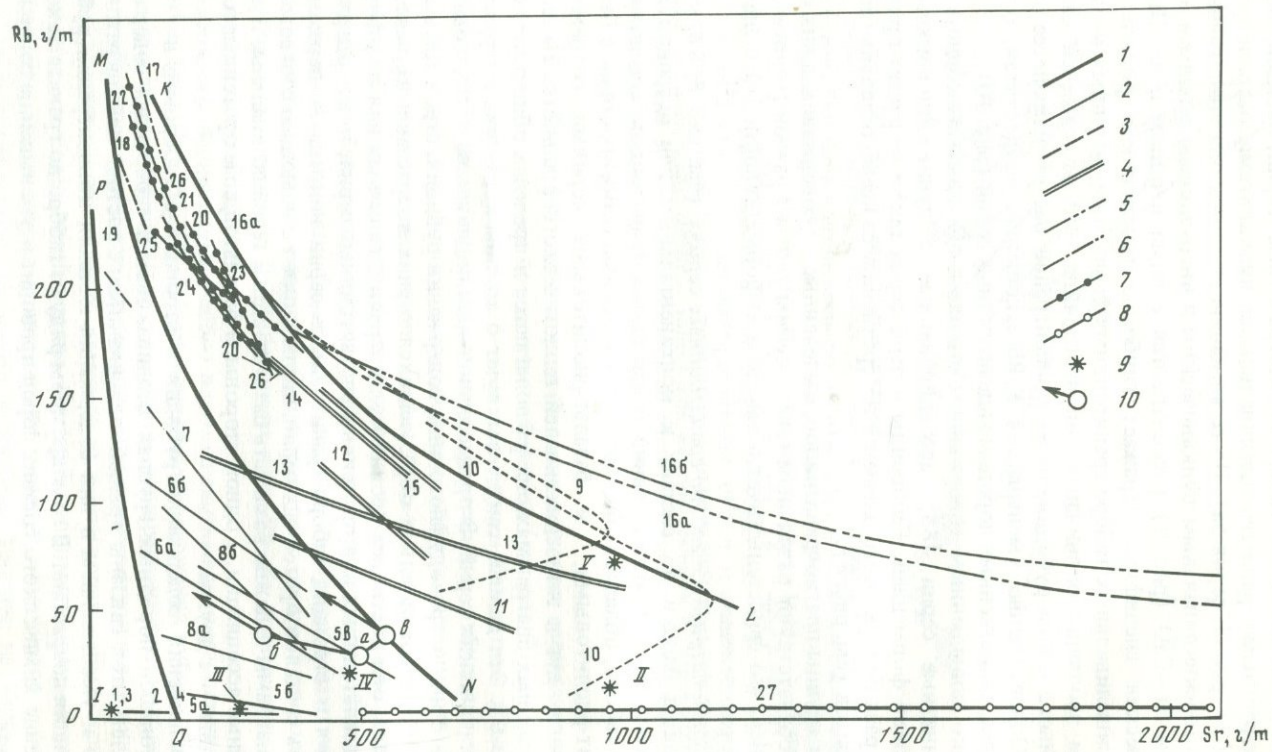
Резко повышенным содержанием стронция обладают лейкодиорит-плагиогранитные серии [88], ассоциированные с дунит-клинопироксенит-габбровой формацией. Габброиды в этой серии также содержат примерно в два раза больше этого элемента по сравнению со всеми остальными типами базитов (см. рис. 8).

Три группы плагиогранитоидов, выделенные по содержанию в них стронция, соответствуют различным генетическим типам с разной геологической позицией, что свидетельствует о высокой информативности этого элемента для их расчленения.

В калий-натриевых габбро-гранитоидных сериях (см. рис. 8, 5б, в — 7) габброиды близки по составу к континентальным или островодужным базальтам [88]. Соответственно и вся гамма гранитоидов, ассоциированных с габбро, обладает общими геохимическими особенностями с базальт-андезит-риолитовыми и базальт-риолитовыми сериями современных островных дуг и эвгеосинклиналей геологического прошлого. На классификационных диаграммах они располагаются в пределах общего поля (см. рис. 7—9). Эти данные свидетельствуют о едином источнике интрузивных и вулканических серий. В процессе эволюции подвижного пояса геосинклинального или островодужного типа содержания рубидия, стронция, а также калия в последовательно образующихся сериях возрастают. Однако если по калию они достигают уровня концентраций, типичных для платформенных базальтоидных или орогенных андезитовидных серий, то по содержанию рубидия и стронция габбро-гранитоидные серии никогда не переходят в область составов орогенных серий, что позволяет с помощью соответствующих диаграмм надежно различать базальтоидные геосинклинальные и островодужные ассоциации, с одной стороны, и базальтоидные орогенные и андезитовидные — с другой.

Соотношения содержаний рубидия и стронция в габбровой и габбро-гранитоидной породных группах неодинаковы. В габброидах содержания этих элементов связаны прямой зависимостью: с ростом лейкократовости габбро и уменьшением в них содержания кальция концентрации рубидия и стронция возрастают. В гомодромном ряду от габбро до гранита такое же изменение химического состава пород приводит к уменьшению содержания стронция.

Эти известные особенности обусловлены распределением рубидия и стронция между твердыми фазами и расплавом. Эволюция пород в габбро-



гранитоидных сериях происходит в результате фракционирования котектики плагиоклаз—фемические минералы [88]. Рассмотрим, как это сказывается на распределении рубидия и стронция. Максимальное значение коэффициента разделения рубидия между минералами этой котектики и расплавом ($K_{Rb}^{S/L}$) составляет 0,1 [3] и только вследствие появления биотита в ассоциации с плагиоклазом An_{30} оно может повыситься до 0,2. Коэффициент разделения стронция между фемическими минералами и расплавом в соответствии со сменой минералов в реакционном ряду Боузна изменяется примерно от 0,1 (для смеси орто- и клинопироксена) до 0,5 (для роговой обманки). Коэффициент разделения стронция между плагиоклазом и расплавом сильно зависит от состава плагиоклаза и возрастает от ~ 1 для анортита до 4 для олигоклаза [88]. По известному количественному соотношению фемических минералов и плагиоклаза в зависимости от состава последнего на котектике системы $Ab-Fem-An$ можно рассчитать суммарный коэффициент разделения стронция ($K_{Sr}^{S/L}$) между твердыми фазами и расплавом:

An , мас. %	90	80	70	60	50	40	30
$K_{Sr}^{S/L}$	0,69	0,94	1,17	1,52	1,85	2,27	2,88

Из этих данных следует, что при кристаллизации и фракционировании более основного, чем An_{70} , плагиоклаза в смеси с фемическими силикатами следует ожидать накопления в остаточном расплаве как рубидия, так и стронция. Эта закономерность и фиксируется в поведении данных элементов в тех габброидных рядах, которые включают разности с плагиоклазом повышенной известковистости. Ряд пород от габбро до гранита образуется в результате фракционирования смеси фемических минералов

Рис. 8. Диаграмма Rb—Sr для интрузивных серий

1—6 — серии вулкано-интрузивной ассоциации: 1 — габбро-плагиогранитные, 2 — габбро-гранитные, 3 — габбро-сиенитовые, 4 — тоналит-гранодиоритовые, 5 — монцодиорит-гранитные, 6 — адалеллит-гранитные; 7, 8 — серии плутонической ассоциации: 7 — гранитные, 8 — анортзит-гранитные; 9 — средние составы габбро (I, II — плутоническая группа: I — маложелезистые, офиолитовые, II — железистые; III—V — вулкано-интрузивная группа, ассоциированная с формациями: III — габбро-плагиогранитной, IV — габбро-гранитной, V — тоналит-гранодиоритовой); 10 — продукты фракционирования расплава, отвечающего среднему составу габбро магнитогорской габбро-гранитной серии (а) в малоглубинных (б) и глубинных (в) условиях (стрелками показана их эволюция); номера серий: 1—4 — габбро-плагиогранитные: 1 — катындаырская, 2 — Троодос [36], 3, 4 — Кемпирсайско-Хабарнинский район, Южный Урал; 3 — ранний офиолитовый комплекс, 4 — поздний офиолитовый комплекс; 5 — Тагильский массив: 5^а — габбро-плагиогранитная, 5^б — габбро-грондьемитовая, 5^в — диорит-гранитная; 6 — Магнитогорский массив: 6^а — собственно магнитогорская габбро-гранитная, 6^б — московская диорит-гранитная; 7 — бердяшская габбро-гранитная, 8 — габбро-гранитоидные серии Южно-Гиссарской зоны [22]: 8^а — чошская, 8^б — танхазыкская; 9, 10 — габбро-сиенитовые: 9 — велиховская, 10 — хабарнинская; 11—15 — тоналит-гранодиоритовые: 11 — верхисетская, 12 — каменская, 13 — пластовская, 14 — аличурская, Памир [57], 15 — Сьерра-Невада [114]; 16 — монцодиорит-гранитные: 16а — степнинская, 16б — увильдинская; 17—19 — адалеллит-гранитные: 17 — султаевская, 18 — борлинская, 19 — черноборская; 20—26 — гранитные, 20 — варламовская, 21 — санарская, 22 — кабанская, 23 — джабыкская, 24 — мурзинская, 25 — адуйская, 26 — памирско-шугнанская, Памир [57]; 27 — кытлымская, черноисточинская; 1, 3—6, 9, 10, 27 по [88]; 7, 11—13, 16—26 по [78]; обозначения линий, ограничивающих поля составов см. рис. 7.

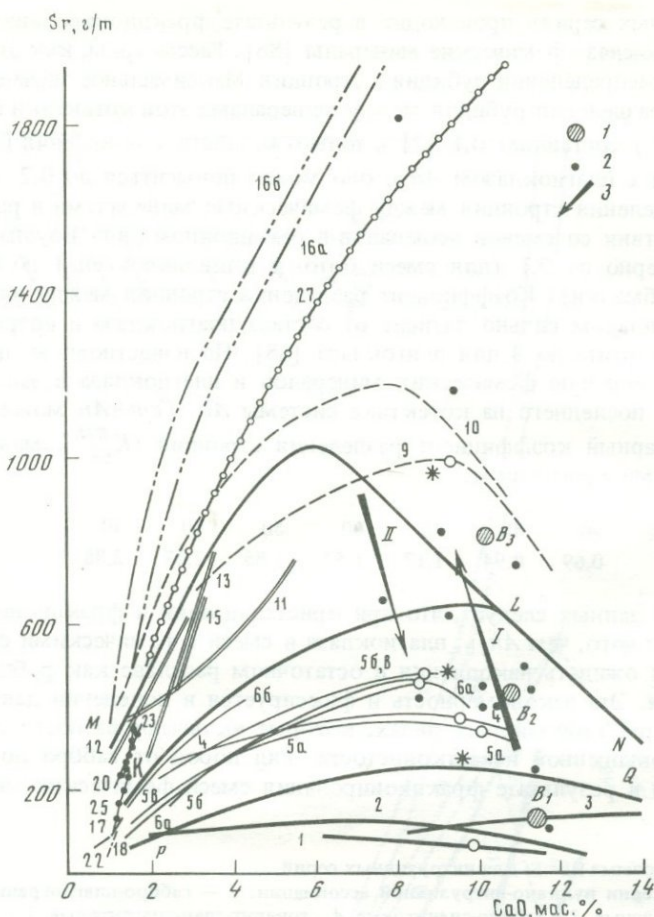


Рис. 9. Диаграмма Sr—CaO для интрузивных серий

Обозначения и номера серий см. рис. 8; 1 — средние составы базальтов, 2 — типичные составы базальтов континентальных рифтов [49], 3 — тренды эволюции базитов в ходе развития эвгеосинклинали (I) и областей тектоно-магматической активизации (II)

и плагиоклаза более кислого состава, и в соответствии со значениями коэффициентов разделения в этом ряду наблюдается рост содержания рубидия и уменьшение стронция (см. рис. 8).

Прямым подтверждением этой модели является характер изменения содержания рубидия и стронция в эффузивных породах при кристаллизации вкрапленников. В тех породах, которые содержат вкрапленники феррических минералов и более основного, чем Al_{70} , плагиоклаза, происходит накопление рубидия и стронция в основной массе по сравнению с концентрацией этих элементов во вкрапленниках и в породе в целом, а в случае более кислого плагиоклаза наблюдается та же картина, что в ряду пород от габбро до гранита. Линии, связывающие составы эффузивной породы

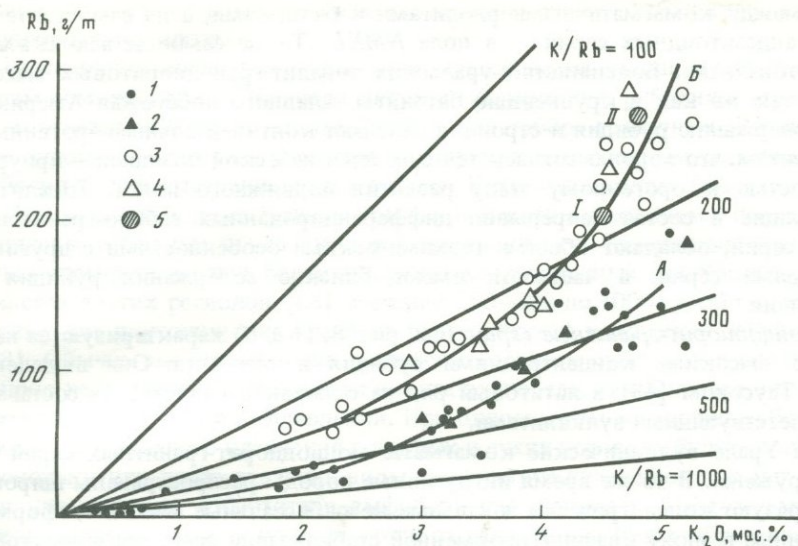


Рис. 10. Диаграмма Rb–K₂O для гранитов

1–4 – граниты в составе разных серий: 1 – габбро-гранитных [88], 2 – латитового ряда [68], 3 – орогенных тоналит-гранодиоритовых, 4 – палингенных водных гранитных; 5 – средние составы водного (I) и маловодного (II) гранита; А и Б – генеральные тренды гранитов базальтоидного (А) и корового (Б) происхождения

в целом и ее основной массы, совпадают с вариационными линиями соответствующих габбро-гранитных и базальт-риолитовых серий [78].

Тоналит-гранодиоритовые серии (см. рис. 8, 11–15), комагматичные орогенным андезитоидным, и платформенные субщелочные и щелочные базальтоидные серии характеризуются повышенным содержанием стронция и в меньшей степени рубидия по сравнению с одноименными породами эвгеосинклинальных и островодужных базальтоидных и габбро-гранитоидных серий (см. рис. 7–9) даже в тех случаях, когда их состав в отношении K₂O и CaO близок. Фигуративные точки этих серий располагаются в пределах поля *NMKL* на диаграмме Rb–Sr и *KLM* на диаграмме Sr–CaO, т.е. там же, где группируются и комагматичные вулканиты.

Эта геохимическая специфика свидетельствует о разных магматических источниках габбро-гранитоидных и тоналит-гранодиоритовых серий, что в совокупности с геологическими данными и другими особенностями состава учитывалось при выделении тоналит-гранодиоритового типа как интрузивного аналога андезитового, а не базальтоидного магматизма [73]. В связи с этим несколько слов следует сказать об андезитах и их интрузивных комагматах – тоналитах. Андезиты входят в состав непрерывно дифференцированных эвгеосинклинальных или островодужных серий, а также являются наиболее распространенными породами в сериях активных континентальных окраин, орогенных и т.д. В соответствии с геологической позицией содержание стронция и рубидия в андезитах различно. Фигуративные точки "базальтоидных" андезитов из дифференцированных базальт-риолитовых серий располагаются в поле *QPMN*, занимая промежуточное положение

ние между комагматичными риолитами и базальтами, а из самостоятельных андезитовидных серий — в поле *NMKL*. То же самое можно сказать и о тоналитах. Большинство уральских тоналит-гранодиоритовых массивов, так же как и крупнейшие батолиты западного побережья Америки, по содержанию рубидия и стронция отвечают континентальным орогенным андезитам, что хорошо согласуется с их тектонической позицией — приуроченностью к орогенному этапу развития подвижного пояса. Тоналиты, входящие в состав непрерывно дифференцированных габбро-гранитоидных серий, обладают общими геохимическими особенностями с другими породами серии, в частности имеют близкие содержания рубидия и стронция.

Монодиорит-гранитные серии (см. рис. 8, 16 а, б) характеризуются наиболее высокими концентрациями рубидия и стронция. Они выделены Л.В. Таусоном [68] в латитовый ряд на основании сходства их состава с соответствующими вулканитами.

На Урале вулканические комагматы монодиорит-гранитных серий не обнаружены. В то же время интрузивные породы распространены широко и образуют концентрически зональные мезоабиссальные массивы, сформированные в эпоху квазиплатформенной стабилизации среднекаменноугольного возраста. Эти массивы приурочены к линеаментам, которые пересекают уральские субмеридиональные структуры и фиксируются на поверхности главным образом в виде цепочек гранитоидных интрузивов.

Содержание стронция в типичных монодиорит-гранитных сериях уменьшается от монодиоритов и монцогаббро (> 2000 г/т) до граносиенита и гранита (600–300 г/т), а рубидия соответственно возрастает от 50–60 г/т в габброидах до 200 г/т и выше в гранитах. Столь высокие содержания стронция в ранних членах серий характерны для щелочных базальтов континентальных рифтовых зон [49]. Эти породы сходны и по другим геохимическим параметрам (высокие содержания калия, бария, фосфора и циркония), что в совокупности с геологическими особенностями интрузивов (концентрически зональным строением, их линейным размещением) свидетельствует о приуроченности формации к разрывным структурам глубинного заложения, близким к континентальным рифтам, заложенным на стабилизированном складчатом основании.

Исключительно высокие содержания литофильных элементов в породах монодиорит-гранитной формации, особенно в их ранних членах, нуждаются в некоторых комментариях. Несомненно, что повышенные концентрации этих элементов свойственны непосредственным мантийным вышкам, которые являются родоначальными для серии. Эта особенность объясняется большинством петрологов и геохимиков малой степенью частичного плавления и эклогитовым типом фракционирования (кристаллизацией граната, а не плагиоклаза) на уровне магмообразования [62, 115]. Наиболее ранние члены монодиорит-гранитных серий в интрузивах представлены биотит-пироксеновыми (амфиболовыми) ортоклазсодержащими габброидами и диоритами и, по-видимому, не являются первичными. По аналогии с габбро-сиенитоидными сериями типа 9 и 10 (см. рис. 8) можно предположить, что повышенное содержание рубидия и стронция в них связано с процессом фракционирования первичной магмы, которая в массивах не фиксируется в виде пород. Об их наличии на глубине можно

судить по меланократовым базитовым включениям, наблюдающимся в габброидах и диоритах.

Существенно гранитные серии, принадлежащие маловодному и водному типам (см. рис. 8, 17–26), отличаются по содержанию рубидия и стронция от соответствующих по составу пород из габбро-гранитных и тоналит-гранодиоритовых серий. Они характеризуются повышенным содержанием рубидия и соответственно более низким K/Rb-отношением (см. рис. 10).

Палингенные водные граниты обычно обогащены стронцием и несколько обеднены рубидием по сравнению с маловодными. Содержание стронция в них варьирует в очень больших пределах: от типичных для Урала и большинства других регионов [68] значений 250–300 до 1000–1500 г/т, характерных для плутонических гранитов баргузинского комплекса Забайкалья [48]. Обычно эти различия связываются с составом субстрата, однако этот вопрос нельзя считать решенным окончательно, так как большое значение имеют также условия выплавления. При одном и том же составе субстрата продукты частичного плавления в водных и сухих условиях будут разными, поскольку при росте давления воды температура плавления полевых шпатов уменьшается, а биотита и амфибола увеличивается. Поэтому можно предположить, что в результате водного палингенеза будет образовываться более высокостронциевый расплав, чем в случае плавления в маловодных условиях. Оценить количественно влияние давления воды трудно вследствие вариаций минерального состава субстрата, но общая тенденция несомненна.

По мере эволюции водного гранитного плутонизма растет "степень внедренности" последовательно формирующихся комплексов, а глубина их формирования уменьшается от абиссальной до мезоабиссальной фаций. Параллельно в породах увеличиваются содержания K_2O и Rb и уменьшается Sr. Наиболее молодые граниты из последовательности водных плутонических комплексов по содержанию Rb и Sr приближаются к маловодным. Примером могут служить рассмотренные в главе 4 граниты кабанского комплекса Кочкарского района на Южном Урале (см. рис. 8 и 41). По-видимому, подобное изменение содержаний рубидия и стронция, соответствующее наблюдаемому в дифференцированных габбро-гранитоидных и гранитоидных сериях, свидетельствует о происхождении такой стандартной для водных гранитов последовательности комплексов в результате дифференциации магмы гранитного состава, которую представляют наиболее глубинные субавтохтонные массивы. В Кочкарском районе таковым является Варламовский массив (см. рис. 8 и 41).

Новый фактический материал, часть которого показана на рис. 8 и 10, подтверждает сделанный ранее Л.Н. Овчинниковым вывод о закономерных различиях между содержаниями рубидия в водных палингенных и "базальтоидных" гранитах [67, 73] и позволяет связать эти различия с разными источниками и условиями эволюции этих пород.

Важно отметить, что такое же, если не более резкое отличие в содержании рубидия наблюдается между маловодными гранитами адамеллит-гранитного формационного типа, с одной стороны, и габбро-гранитного — с другой, в том числе и в тех случаях, когда те и другие очень близки по содержанию петрогенных элементов. Эта закономерность относится не только к калий-натриевым разностям. Все граниты, входящие в состав

разных типов габбро-гранитоидных серий (офиолитовых, геосинклинальных, островодужных, платформенных) и образующие котектический гранитный ряд от известковистых плагиогранитов до наиболее распространенных калий-натриевых (см. главу 4), по соотношению калия и рубидия принадлежат к единой вариационной линии, в которой K/Rb-отношение постепенно уменьшается от 1000 для плагиогранитов до 250–300 для калий-натриевых гранитов (см. рис. 10).

Совокупность таких гранитов базальтоидного происхождения статистически отличается по пониженному содержанию рубидия от ряда гранитов, ассоциированных с орогенными андезитами, а также от гранитов большинства водных плутонических комплексов и маловодных гранитов адамеллит-гранитного формационного типа, которые образуют свою вариационную линию с более высоким содержанием рубидия и соответственно более низким K/Rb-отношением. Эти данные свидетельствуют о генетической общности гранитов в пределах названных совокупностей, связанной с общим источником гранитных расплавов, и о различии этого источника для той и другой группы гранитов (базальтовая магма в первом случае и андезитовая или коровые породы близкого к андезиту состава во втором).

Важно отметить, что и другие по составу породы, ассоциированные с гранитами в единые серии, также соответствуют намеченным двум вариационным линиям. Так, с линией "базальтоидных" гранитов совпадают фигуративные точки габбро, диоритов, гранодиоритов и других пород габбро-гранитоидных серий, а на линию "андезитоидных" гранитов ложатся точки всех пород из орогенных андезитоидных серий. Применительно к адамеллит-гранитному формационному типу это может служить одним из аргументов в пользу вывода о том, что массовые проявления маловодного кислого магматизма в эффузивной и интрузивной фациях не являются прямыми дифференциатами основной магмы. Ассоциация адамеллит-гранитных серий с андезито-дацитовым или латитовым вулканизмом и с обычно более ранними тоналит-гранодиоритовыми сериями, отчетливо проявленная в Центральном Казахстане, Кураминских горах и других регионах, а также соотношение в них содержания рубидия и стронция не противоречат предположению о связи маловодных и умеренно водных адамеллит-гранитных серий с орогенными континентальными андезитами.

В завершающие этапы эволюции многих гранитных комплексов как водных, так и маловодных при обособлении аплитовидных и пегматоидных гранитов часто происходит уменьшение содержаний стронция и рубидия (обычно вместе с калием). Эта особенность их поведения связана с массовой кристаллизацией K-полевого шпата, что повышает значение валовых коэффициентов разделения $K_{Rb}^{S/L}$ и $K_K^{S/L}$ и соответственно снижает содержания рубидия и калия в остаточном расплаве.

Рассмотренные закономерности распределения рубидия и стронция иллюстрируют высокую информативность этих элементов, что позволяет использовать диаграммы Rb—Sr и Sr—CaO в качестве классификационных для расчленения серии магматических пород по генезису и составу исходной магмы, а также получать с их помощью дополнительную информацию о геодинамическом режиме в момент формирования серий.

В последние годы исследованиями в областях современного вулканизма установлено, что состав базальтов и андезитов зависит от положения вулканов по отношению к сейсмофокальной зоне или границе океан—континент. С увеличением глубины залегания сейсмофокальной плоскости или с удалением от океана в глубь континента (т.е. с ростом мощности земной коры) в базальтах и андезитах увеличиваются содержания калия, рубидия и стронция. Аналогичные изменения состава пород происходят в ходе эволюции подвижного пояса островодужного или геосинклинального типа [78].

Одинаковая направленность действия этих факторов привела петрологов к мысли о том, что отмеченные вариации состава связаны с глубиной очага магмообразования, которая возрастает в процессе эволюции параллельно с наращиванием мощности земной коры. Можно предположить, что влияние глубины магмообразования на содержание калия, рубидия и стронция обусловлено изменением ликвидусных минеральных ассоциаций. Как известно, с увеличением глубины и давления ниже линии базальт-эктогитового перехода плагиоклаз-пироксеновая котектика сменяется пироксен-гранатовой [62]. Фракционирование граната вместо плагиоклаза должно приводить к относительному обогащению магмы стронцием и в меньшей степени калием и рубидием. Этот механизм, по мнению большинства петрологов, ответствен за обогащение рубидием и стронцием наиболее глубинных по уровню генерации щелочнобазальтовых и щелочных магм (совместно с предполагаемой малой долей частичного плавления). Что же касается наиболее распространенных габбро-гранитоидных серий, то их геохимическая специализация в значительной степени обусловлена вариациями в условиях эволюции (см. главу 8).

Намеченная К. Конди [104] зависимость содержания рубидия и стронция от мощности земной коры, по-видимому, подтверждается новыми фактическими материалами. Использование этой зависимости для гранитоидов дна Японского моря выявило резкое несоответствие между геохимическими особенностями пород и мощностью земной коры, что позволило высказать предположение о заложении Япономорской котловины на коре континентального типа, мощность которой примерно вдвое сократилась при растяжении, сопровождавшем ее формирование [46].

Не менее характерен пример с плагиогранитоидами западной части Гиссарского хребта, где были выделены два разновозрастных габбро-гранитоидных комплекса [22], образующих латеральный ряд, в котором содержание рубидия и стронция (см. рис. 8, серии 8 а, б) возрастает параллельно с ростом мощности земной коры.

Еще более четко выражена корреляция между содержаниями рубидия и стронция и стадией развития эвгеосинклинали или островной дуги, отражающая рост мощности и стабильности коры в процессе эволюции. Последовательно формирующиеся в разные стадии развития вулканические и интрузивные серии обогащаются рубидием и стронцием. Наиболее ранние из них по содержанию этих элементов отвечают полю OPQ (см. рис. 8) или располагаются ниже линии QP (см. рис. 9), а поздние, принадлежащие "орогенному" этапу развития, локализуются в поле $NMKL$ (см. рис. 8) или MKL (см. рис. 9). Многочисленные примеры подобных зависимостей для эвгеосинклинальных серий приведены в [88].

Изменение состава базальтоидов и габброидов в ходе эволюции эвгеосинклинали в обобщенном виде показано стрелкой I (см. рис. 9). Важно отметить, что деструктивному типу эволюции, характерному для областей тектоно-магматической активизации, свойствен противоположный антидромный тренд, показанный стрелкой II [6].

В заключение краткого обзора возможностей использования геохимии рубидия и стронция для целей формационного анализа заметим, что несмотря на высокую информативность предлагаемых диаграмм, они могут быть использованы только в совокупности с особенностями геологического положения магматитов, их возрастной и тектонической позицией, петрохимической и минералогической спецификой.

Поскольку диаграммы Rb—Sr и Sr—CaO предлагаются в качестве классификационных, следует сказать о некоторых особенностях работы с ними. Если на одной и той же диаграмме фигуративные точки серии располагаются в разных полях диаграммы, то классификация производится по основным и средним породам. Если точки одной и той же серии на разных диаграммах попадают в разные поля, то для калий-натриевых серий более информативной является диаграмма Rb—Sr, а для натриевых Sr—CaO.

Глава 2

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД: ФЕРРОФАЦИИ ГРАНИТОИДОВ

Одна из важных задач изучения гранитоидов и ассоциированных с ними габбро состоит в выявлении совокупности признаков, фиксирующих условия их формирования. Фациальный анализ гранитоидов представляет собой самостоятельную и хорошо разработанную область петрологии. Ранее [73] нами было показано, что фациальный облик пород обусловлен особенностями самой магмы — ее химическим составом и содержанием в ней летучих компонентов. От этих же факторов в свою очередь зависят глубина формирования, температура кристаллизации и длительность остывания пород.

Из этого следует, что главные черты минерального состава и структуры пород (т.е. их фациальные особенности) являются производными ряда взаимосвязанных факторов, определяемых составом магмы. Именно этим обстоятельством обусловлена связь между формационной и фациальной принадлежностью гранитоидов, когда каждому формационному типу соответствуют свои характерные фации [73].

В указанной работе мы подробно рассмотрели особенности структуры гранитоидов разных фаций и состав главных породообразующих минералов. Было установлено, что фациальный облик пород зависит главным образом от температурного режима на магматической стадии и в процессе охлаждения пород после их затвердевания.

Таким образом, правильнее было бы говорить не о фациях глубинности (барофациях), а о термофациях. Однако тесная корреляция между ними позволяет не менять сложившуюся терминологию и сохранить три обще-

употребительные группы фаций: гипабиссальную, мезоабиссальную и абиссальную, перечисленные в порядке увеличения глубины формирования пород и снижения температуры и фиксируемые по равновесному распределению компонентов между минералами.

В данной главе мы рассмотрим феррофации — особый класс фаций гранитоидов, которые отражают окислительно-восстановительный режим минералообразования на магматической и постмагматической стадиях.

В основе выделения феррофаций лежат закономерности распределения железа и титана между силикатами, с одной стороны, и рудными минералами — с другой. С этими закономерностями, как будет показано ниже, коррелируют степень окисления железа, железистость и некоторые другие параметры состава железосодержащих минералов, что позволяет при выделении феррофаций использовать и геохимические и минералогические особенности гранитоидов. Ограничимся обсуждением наиболее распространенных известково-щелочных разновидностей гранитоидов, в которых феррические силикаты представлены биотитом и амфиболом, поэтому влиянием щелочности в первом приближении можно пренебречь.

ЖЕЛЕЗО

Результаты изучения распределения железа между феррическими силикатами (биотитом, амфиболом) и Fe-Ti-окислами (магнетитом, маггемитом, гематитом и ильменитом) приведены на рис. 11. При построении диаграмм использованы пробы типичных неизмененных гранитоидов, для которых известны валовой химический состав и составы биотита и (или) амфибола. Количество феррических силикатов определяли по подсчетам в шлифах и корректировали по содержанию магния в породе и минерале, предполагая, что весь магний входит в феррические силикаты. Подсчет по магнию применяли также в тех случаях, когда количественно-минералогические подсчеты отсутствовали. Содержание "рудного" железа рассчитывали как остаток от количества этого элемента, приходящегося на силикаты. Некоторое завышение количества рудного железа возможно в тех случаях, когда полевые шпаты гранитоидов содержат окислы железа (до 0,3–0,5%), а также при наличии аксессуарных эпидота и граната. Принятая методика имеет очевидные преимущества перед расчетом баланса только по результатам количественных определений в шлифах, так как точность химического анализа выше точности любых минералогических подсчетов. Исходные данные для построения диаграмм приведены в [75].

Полученные результаты свидетельствуют о том, что при близком валовом содержании железа его распределение между силикатами и окислами в разных сериях варьирует в широких пределах. Рассмотрим сначала собственно граниты (см. рис. 11). При общем содержании окислов железа 2–3 мас. % в одних гранитах в биотит и амфибол входит 10–20% этого количества, а в других 70–90%. Последние относятся к глубинным водным гранитам гранитного формационного типа. Породы главной интрузивной фазы массивов этого типа представлены биотитовыми гранитами с максимальной долей железа в силикатной форме. В лейкогранитах завершающих фаз доля силикатного железа падает до 60–70%, а общее содержание железа заметно уменьшается: 2–2,3% в гранитах главной фазы,

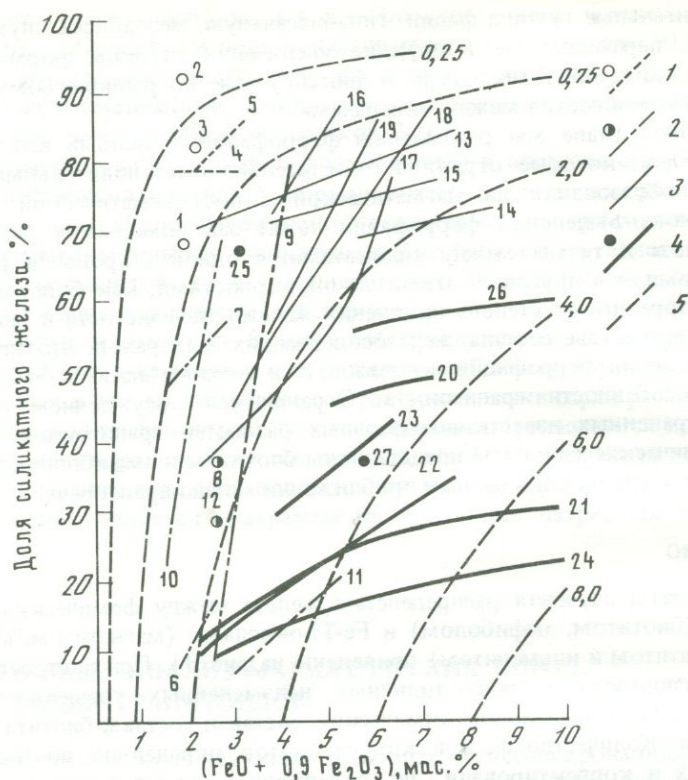


Рис. 11. Распределение железа в гранитоидах

Серии (линии) и отдельные разновидности гранитоидов (кружки) разного генезиса: 1 – водные палингенные граниты; 2–4 – серии вулcano-интрузивной группы: 2 – адамеллит-гранитная и монцоидиорит-гранитная – производные дацитовой и латитовой магм, 3 – тоналит-гранодиоритовая – производная андезитовой магмы, 4 – габбро-гранитная серия – производная базальтовой магмы; 5 – изолинии содержания железистоокисных минералов (в мас. %):

Исходные данные приведены в [75]; Цифрами обозначены массивы и комплексы: 1 – Джабык-Карагайский, 2 – Чесменский, 3 – Адуйский, 4 – Аксаутский (Кавказ), 5 – Калбинский (Рудный Алтай), 6 – Султаевский, 7 – Кайрактинский, 8 – Акбулакский, 9 – Степнинский, 10 – Ильязский (данные Е.П. Калинина и В.П. Давыдова), 11 – Баянаульский (Казахстан), 12 – Сосновский, 13 – Верхисетский, 14 – Владимиро-Кулевчинский, 15 – Краснинский, 16 – Ново-Бурановский, 17 – гранитоиды Арминского района Сихотэ-Алиня, 18 – Южно-Калифорнийский (США), 19 – Сьерра-Невада (США), 20 – Тагильский, 21 – Магнитогорский, 22 – Карабулакский, 23 – Верхнеуральский, 24 – Кассельский, 25 – Иргизский, 26 – Ауэрбаховский, 27 – Дашкесанский (данные Г.В. Мустафаева). Массивы, для которых не указаны регионы, расположены на Урале

1,2–1,5% в лейкогранитах. При этом увеличение доли рудного железа в лейкогранитах идет преимущественно за счет возрастания количества магнетита и марганцевого ильменита по сравнению с биотитом, а также за счет появления граната.

В маловодных гранитах разных формационных типов, относящихся к гипабиссальной фации, большая часть железа обособляется в виде окисных минералов, среди которых преобладает магнетит (рис. 12), причем

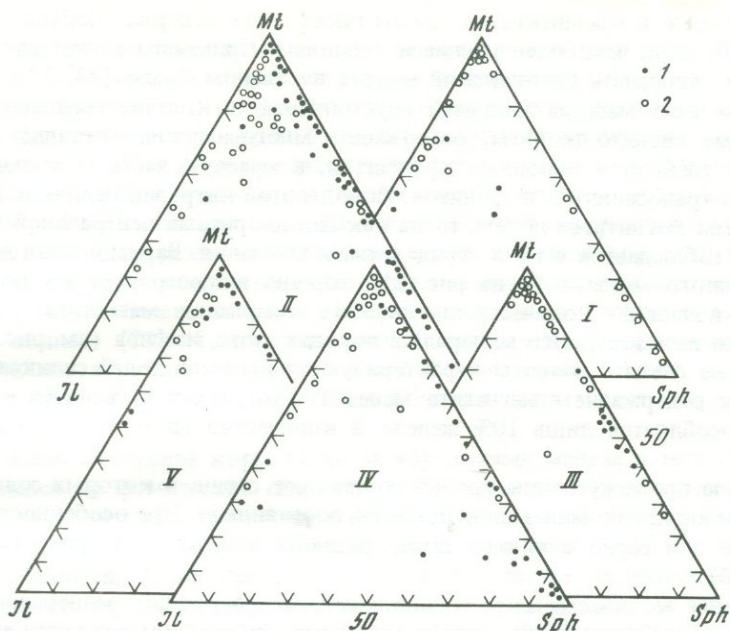


Рис. 12. Соотношение главных железо-титановых минералов в некоторых гранитоидных массивах Урала

1 — гранитоиды повышенной основности, 2 — граниты; I—V — массивы: I — Адуйский, II — Шилово-Коневская группа массивов, III — Степнинский, IV — Верхисетский, V — Магнитогорский, подсчеты выполнены В.А. Чашухиной

доля рудного железа одинакова в гранитах адамеллит-гранитного и габбро-гранитного формационного типа. Эти данные отражают известный факт широкого развития магнетита в различных типах маловодных гипабиссальных гранитов и практически полное отсутствие этого минерала в глубинных водных [73].

Преимущественно мезоабиссальные граниты, входящие в состав тоналит-гранодиоритовых серий, характеризуются промежуточными значениями доли силикатного железа, которая колеблется в пределах 40–70%.

По распределению железа различаются не только граниты, но и породы другого состава, образующие вместе с гранитами единую серию. Главной закономерностью, общей для всех типов гранитоидных серий, является уменьшение доли силикатного железа с возрастанием кремнекислотности пород и параллельным падением общего содержания железа. При этом в одних случаях (см. рис. 11, серии 13–15, 20, 21, 24 и 26) разница в доле силикатного железа между крайними членами серии невелика даже при значительных вариациях валового состава, индикатором которого на диаграмме является общее содержание железа, а в других она весьма существенна (см. рис. 11, серии 9, 10, 17–19). В сериях первого типа параллельно с уменьшением доли силикатного железа снижается и абсолютное содержание железорудных минералов, а в сериях второго типа, как правило, абсолютное содержание этих минералов возрастает. Другими словами,

более поздние и кремнекислые члены таких серий содержат больше окисных минералов, чем более ранние и основные. Примером может служить сложный кольцевой Степнинский массив на Южном Урале [73, 77]. Центральную часть массива занимают неустойчивые по составу гнейсовидные кварцевые сиенито-диориты, содержащие многочисленные останцы вмещающих гнейсов и основных эффузивов, а краевую часть — кольцевая интрузия граносиенитов и гранитов. Породы этой интрузии отличаются повышенным магнитным полем, тогда как над диоритами центральной части массива наблюдается четкая отрицательная аномалия. Вариационная линия Степнинского массива (9 на рис. 11) хорошо иллюстрирует эту особенность и позволяет количественно оценить содержание магнетита — единственного железорудного минерала в породах этого массива (см. рис. 12). Кварцевые сиенито-диориты характеризуются высокой долей силикатного железа и содержанием магнетита менее 1%, тогда как в гранитах в биотите обособляется лишь 10% железа, а количество магнетита возрастает до 2%.

Особую промежуточную группу составляют серии, в которых содержание железорудных минералов остается постоянным. Эта особенность характерна для серий с низкой долей рудного железа (см. рис. 11, серии 5, 10).

Изучение количественных соотношений железорудных минералов показало, что в большинстве случаев главными минералами являются магнетит и продукты его окисления — маггемит и гематит (см. рис. 12), и только в некоторых сериях с высокой долей силикатного железа заметную роль в составе железорудных минералов начинает играть ильменит. В качестве примера можно привести гранитоиды Верхисетского и Каменско-Адуйского массивов на Среднем Урале (см. рис. 12). Преобладание магнетита среди рудных минералов гранитоидов позволяет по его количеству, примерно соответствующему абсолютному содержанию железа в рудной форме (см. рис. 11), разделить гранитоидные серии на магнетитовые, с содержанием рудного железа $> 2\%$, магнетитсодержащие (0,75–2%) и безмагнетитовые ($< 0,75\%$).

В первую группу попадают гипабиссальные интрузивы габбро-гранитного формационного типа, все разновидности пород которых характеризуются высоким содержанием железорудных минералов. К магнетитовым принадлежат и монцодиорит-гранитные серии, в частности породы Баянаульского интрузива в Центральном Казахстане [73], а также упоминавшиеся выше граниты Степнинского массива. Большая часть адамеллит-гранитных серий относится ко второй группе, так же как и почти все тоналит-гранодиоритовые массивы. Ведущей фацией глубинности для гранитоидов этой группы является мезоабиссальная. Наконец, к безмагнетитовым принадлежат глубинные водные граниты и некоторые тоналит-гранодиоритовые серии, обычно метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации (например, породы пластовского комплекса на Южном Урале). Основные закономерности распределения железа в каждой конкретной серии довольно полно характеризуются положением вариационной линии на диаграмме (см. рис. 11), определяющим долю железа в силикатной форме и абсолютное содержание рудного железа в массовых процентах при заданном общем содержании железа.

ТИТАН

Близкие данные получены и по распределению титана между фемическими силикатами и самостоятельными минералами этого элемента (ильменитом, сфеном, рутилом) в различных типах гранитоидов. В водных гранитах безмагнетитовых серий более 80% из общего количества TiO_2 , составляющего 0,18–0,3%, приходится на биотит, а в маловодных гранитах магнетитовых серий при таком же общем содержании TiO_2 его доля в биотите и амфиболе составляет лишь 10–40% от общего содержания TiO_2 в породе (рис. 13). Это различие станет еще более значительным, если учесть, что более высокотемпературные биотиты и амфиболы маловодных гранитов заметно обогащены титаном по сравнению с одноименными минералами из водных [73]. Среди маловодных гранитоидных серий магнетитовые отличаются резко пониженной долей "силикатного" титана, тогда как в большинстве магнетитосодержащих большая часть титана сосредоточена в амфиболе.

Высокая степень корреляции между долями железа и титана, приходящимися на фемические силикаты, свидетельствует о сходном поведении железа и титана в гранитоидах и единстве процессов, определяющих концентрацию этих элементов в тех или иных минералах.

Главными концентраторами "рудного" титана являются ильменит и сфен. Эти два минерала совместно присутствуют редко (см. рис. 12). В результате реакции $3FeTiO_3 + 3SiO_2 + 3CaO + 0,5O_2 = 3CaTiSiO_5 + Fe_3O_4$ в гранитоидах повышенной основности и щелочности ильменит при окислении замещается сфен-магнетитовой ассоциацией. В нормальных гранитах ильменит, как правило, устойчив, поэтому в первично бедных магнетитом породах ранние и более основные члены серии содержат магнетит-сфеновую ассоциацию, а граниты представлены магнетит-ильменитовыми разностями с относительно высокой долей ильменита. Примером могут служить Каменско-Адуйский и Верхисетский массивы на Среднем Урале (см. рис. 12), в которых граниты содержат преимущественно ильменит, а гранитоиды повышенной основности — сфен.

СХЕМА ФАЦИЙ

Распределение железа и титана между силикатами и окислами регулируется летучестью кислорода. Поэтому с этим распределением коррелируют особенности состава железосодержащих минералов, обусловленные режимом кислорода: железистость, соотношение величин железистости биотита и амфибола и степень окисления железа (рис. 14). Последняя зависимость особенно важна. Она прямо указывает на то, что доля силикатного железа является важным параметром окислительно-восстановительных равновесий. Это позволяет выделить на основе баланса железа следующие феррофации: титаномагнетитовую, магнетитовую, магнетит-содержащую и безмагнетитовую (табл. 3).

Введение понятия "феррофация" позволяет углубить представление о соответствующих сериях гранитоидов, различающихся в первую очередь по содержанию магнетита. Породы той или иной феррофации характеризуются не только близким количеством магнетита, но и рядом других

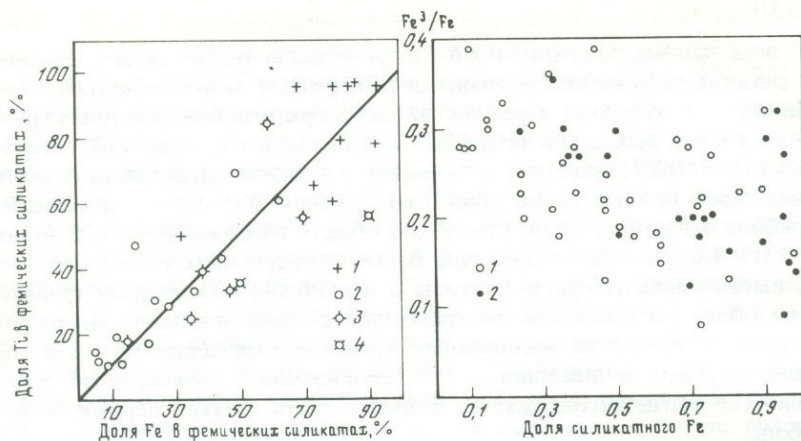


Рис. 13. Соотношение долей силикатного железа и титана в гранитоидах

1 — безмагнетитовые граниты; 2—4 — породы магнетитовых и магнетитсодержащих серий: 2 — граниты, 3 — адамеллиты, 4 — гранитоиды повышенной основности

Рис. 14. Зависимость степени окисления железа в роговой обманке (1) и в биотите (2) от доли силикатного железа в породе

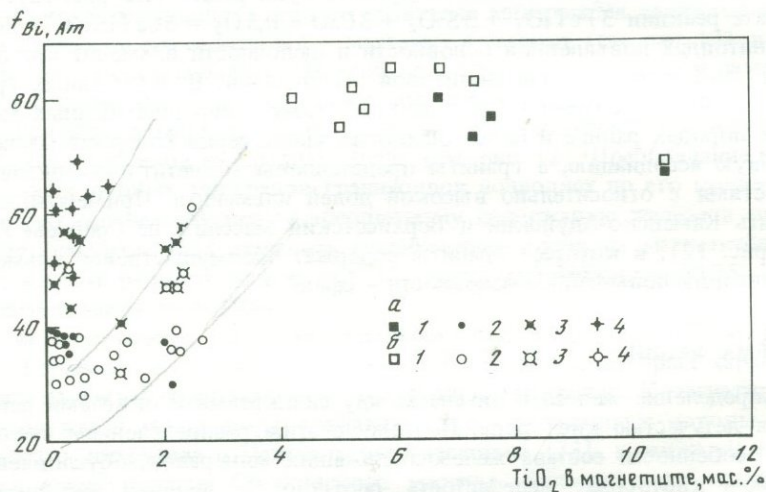


Рис. 15. Зависимость величины железистости биотита и роговой обманки от содержания двуокси титана в магнетите

1—4 — феррофации: 1 — титаномagnetитовая; 2 — магнетитовая; 3 — магнетитсодержащая; 4 — безмагнетитовая: а — биотит, б — амфибол.

особенностей минерального состава, которые также определяются режимом кислорода.

Титаномagnetитовая феррофация характеризует высокотемпературные условия, свойственные выделению магнетита из магматического расплава или образованию его при метаморфизме гранулитовой ступени. Судя по экспериментальным данным и составу титаномagnetитовых вкрап-

Таблица 3. Схема феррофаций гранитоидов и метаморфических пород

Фации и стадии	Гранитоиды		Метаморфические породы гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций			
Фация магматической стадии	Титаномагнетитовая		—			
Автометаморфические (постмагматические) и метаморфические фации	Магнетитовая, магнетитсодержащая	Безмагнетитовая	Титаномагнетитовая (только в гранулитовой фации)	Магнетитовая, магнетитсодержащая	Безмагнетитовая	Титаногематитовая
Субфации	Ильменитмагнетитовая, сфенмагнетитовая.	Ильменитовая, сульфидная.	—	Ильменитмагнетитовая, титаногематитмагнетитовая.	Ильменитовая, сульфидная.	—

ленников в эффузивах, минимальное содержание TiO_2 в магматическом титаномагнетите составляет 3–4%, что соответствует температуре $\sim 600^\circ C$ при высоком содержании гематитовой составляющей в ильмените [101]. Титаномагнетит в гранитоидах всегда ассоциирует с высокожелезистыми ($f > 0,6$) биотитами и амфиболами (рис. 15). Это означает, что первичная железистость биотита и амфибола в гранитоидах высокая, а менее железистые разности, ассоциирующие, как правило, с малотитанистым магнетитом, образуются в результате разложения первичных силикатов с выделением этого магнетита в процессе охлаждения пород. Сохранность парагенезиса высокожелезистых силикатов с титаномагнетитом обеспечивается в том случае, когда постмагматическая эволюция гранитоидов происходит в условиях безмагнетитовой феррофации, в которой малотитанистый магнетит не образуется.

В титаномагнетитовых гранитоидах, как правило, железистость амфибола больше, чем биотита. Ранее [73] нами было показано, что в парагенезисе с магнетитом в ассоциации биотит + амфибол при $f \sim 0,6$ отмечается экстремум: в области низкой железистости $f_{Bi} > f_{Am}$, а при высокой железистости, наоборот, $f_{Bi} < f_{Am}$. Как следует из рис. 16, амфибол менее устойчив к росту летучести кислорода и разлагается при меньших значениях f_{O_2} , чем биотит такой же железистости. Этим обстоятельством обусловлена пониженная железистость амфибола по сравнению с биотитом в условиях магнетитовой фации, где все силикаты имеют низкое значение этого параметра. В титаномагнетитовой феррофации, т.е. при магматической кристаллизации, повышенная железистость амфибола обеспечивается его большей феррофильностью, как это показано в ряде работ Д.С. Коржинского.

Обычно в титаномагнетитовых гранитоидах в рудной форме обособляется лишь небольшая часть железа, и подобные серии на диаграмме рис. 11

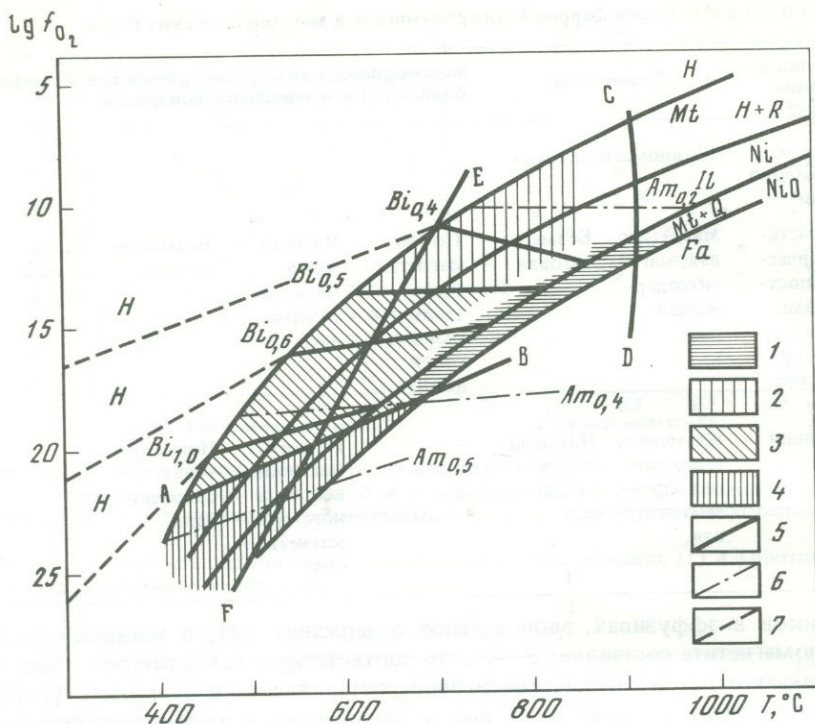
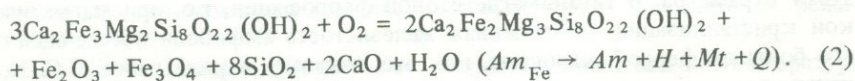
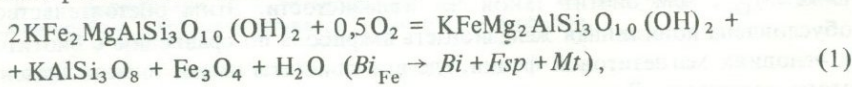


Рис. 16. Схема феррофаций

1-4 - феррофации: 1 - титаномагнетитовая, 2 - магнетитовая, 3 - магнетит-содержащая, 4 - безмагнетитовая. Границы устойчивости минералов: биотита (5) и амфибола (6) разной железистости [147]. 7 - биотита в области титаномагнетитовой феррофации, обозначенной индексом H, А-В - альмандин-спессартинового граната [122], С-Д - амфибола [139], Е-Ф - сфена [139]. Линии буферных равновесий проведены по данным [113]

располагаются в поле безмагнетитовых или магнетитсодержащих серий. В сериях с повышенным содержанием магнетита большая часть этого минерала образуется, как упоминалось, в постмагматическую стадию за счет фермических силикатов.

Как видно на рис. 16, понижение температуры и повышение летучести кислорода сокращают поле устойчивости первично магматических высокожелезистых силикатов, которые разлагаются с образованием менее железистых разновидностей и магнетита по реакциям типа:



Этим обстоятельством обусловлено строгое соответствие между железистостью силикатов и количеством магнетита, что и положено в основу

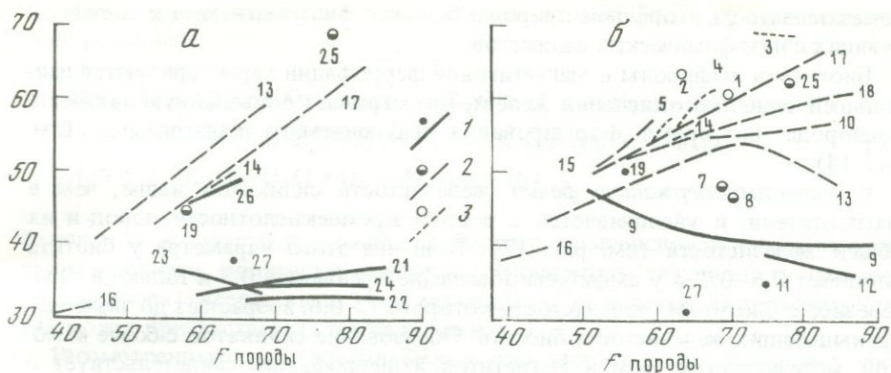


Рис. 17. Зависимость железистости амфибола (а) и биотита (б) от железистости пород в магнетитовых (1), магнетитсодержащих (2) и безмагнетитовых (3) гранитоидных сериях; номера серий см. рис. 11

выделения феррофаций, отражающих условия постагматической стадии формирования гранитоидных парагенезисов. Все они характеризуются тем, что магнетит в них представлен низкотемпературной малотитанистой разновидностью.

В магнетитовой феррофации развиты биотиты и амфиболы с низкой и постоянной железистостью, не зависящей от валового состава пород (рис. 17). Это важнейшая особенность минерального состава пород магнетитовой феррофации. Железистость амфибола обычно не превышает 0,45, а биотита 0,5. Чем эта величина меньше, тем выше содержание магнетита. Например, породы магнитогорской габбро-гранитоидной серии на Южном Урале (см. рис. 11, 17, серия 21) содержат низкожелезистый амфибол ($f = 0,30-0,35$) и наиболее высокое количество магнетита — 1–2% в гранитах и 7–10% в габбро. В близких по валовому содержанию железа породах ауэрбаховской серии (см. рис. 11, 17, серия 26) железистость амфибола возрастает до 0,45 и соответственно уменьшается количество магнетита в породе.

В результате детальных исследований на микроанализаторе IXA-5 (оператор Б.Л. Вигоров) наряду с преобладающим малотитанистым магнетитом в разных типах гранитоидов были обнаружены реликты первичного титаномагнетита. Так, в граносиените из Карабулакского массива на Южном Урале [88], относящемся к магнетитовой феррофации, определен состав продуктов последовательного преобразования первичного титаномагнетита. Выявлены следующие типы: единичные зерна оптически однородного титаномагнетита (TiO_2 6,25%, MnO 2,9%), титаномагнетит с ильменитовыми ламеллями (валовое содержание TiO_2 4,8%, MnO 1,6%) и, наконец, однородный малотитанистый магнетит, развитый наиболее широко и всегда ассоциирующий с роговой обманкой (TiO_2 1,45%, MnO 1,02%). Наряду с преобладающей светло-зеленой роговой обманкой ($f = 0,35$) в этом же образце обнаружены зерна буровато-зеленой, более железистой, первичной роговой обманки, при разложении которой и образуется малотитанистый магнетит. Подобные примеры не единичны; они служат прямым

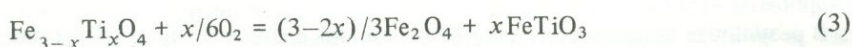
доказательством вторичной природы большей части магнетита и сосуществующих с ним фемических силикатов.

Биотиты и амфиболы в магнетитовой феррофации характеризуются наибольшей степенью окисления железа, что отражает повышенную летучесть кислорода во время формирования наблюдаемого парагенезиса (см. рис. 14).

В *магнетитосодержащей фации* железистость силикатов выше, чем в магнетитовой, и увеличивается с ростом кремнекислотности пород и их общей железистости (см. рис. 17). Величина этого параметра у биотита достигает 0,6–0,7, а у амфибола обычно не превышает 0,5 и только в парагенезисе с биотитом, железистость которого $> 0,6$, возрастает до значений, превышающих железистость биотита. Образование силикатов с более высокой железистостью, чем в магнетитовой феррофации, свидетельствует о формировании наблюдаемого парагенезиса в условиях пониженной летучести кислорода (см. рис. 16). Этим обстоятельством обусловлена стабильность силикатов, железистость которых лишь ненамного отличается от первично магматической, поэтому их образование сопровождалось выделением меньшего количества магнетита.

Магнетит в этой феррофации является в основном продуктом распада амфибола с $f > 0,5$. Уменьшение содержания магнетита в данной фации по сравнению с магнетитовой объясняется расширением полей устойчивости биотита и амфибола, при этом источником магнетита могут служить минералы, состав которых ограничен меньшим диапазоном, чем в магнетитовой фации. Более высокой степенью сохранности первичных парагенезисов в магнетитосодержащей фации по сравнению с магнетитовой объясняются и отмеченные выше различия в характере изменения железистости фемических силикатов и вариациях содержания магнетита в гранитоидах той и другой фации.

В *безмагнетитовой феррофации* "ресурсы" фемических силикатов как источников магнетита оказываются исчерпанными, и этот минерал в данной фации практически отсутствует. Небольшое количество малотитанистого магнетита образуется в результате распада первичного титаномагнетита по реакции

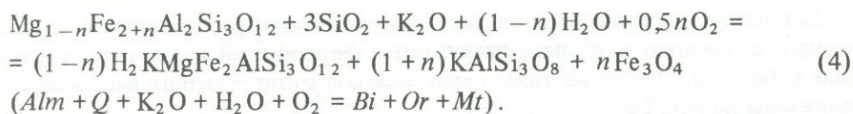


и всегда находится в ассоциации с ильменитом.

Таким образом, безмагнетитовые серии представлены либо породами титаномагнетитовой феррофации, преобразованными в условиях безмагнетитовой, либо первично безмагнетитовыми. Железистость биотита и амфибола в безмагнетитовой фации, естественно, коррелирует с общей железистостью породы, а численные значения этих величин близки и примерно отвечают первичной железистости.

Характерным минералом гранитов и гранодиоритов безмагнетитовой феррофации является альмандиновый гранат, сосуществующий с биотитом, ильменитом или сульфидами. Верхняя граница устойчивости такого граната близка к нижней линии стабильности аннита (см. рис. 16), чем и объясняется отсутствие альмандина в магнетитовой фации, где развиты менее железистые силикаты.

Парагенезисы безмагнетитовой и магнетитовой фаций связаны следующей реакцией:



Разница в железистости граната и биотита компенсируется выделением эквивалентного количества магнетита. Поскольку титанистость биотита (и амфибола) всегда выше, чем альмандина, то в левой части уравнения (4) может присутствовать также ильменит.

Рассмотренные соотношения между железистостью силикатов и количеством магнетита, другие особенности минерального состава в совокупности с имеющимися экспериментальными данными позволяют на диаграмме рис. 16 выделить поля устойчивости биотита и амфибола разной железистости, равновесных с магнетитом, отвечающие соответствующим феррофациям. Поле титаномагнетитовой фации ограничено линиями буферных реакций Ni-NiO и кварц-фаялит-магнетит, о чем свидетельствуют исследования условий образования титаномагнетитовых вкрапленников в эффузивах кислого и среднего состава [101].

За нижнюю границу магнетитовой фации принята линия устойчивости биотита с железистостью 0,5. Это означает, что более железистые силикаты в этой фации неустойчивы и разлагаются с выделением магнетита. Первичная железистость биотита и амфибола была неодинакова в породах разного состава (выше в породах, богатых кремнеземом). Однако в процессе охлаждения железистость этих минералов в породах данной серии выравнивалась и приближалась к значению, стабильному при $f_{\text{O}_2} - T$ условиях магнетитовой феррофации. При этом возрастание доли рудного железа в более кремнекислых породах (см. рис. 11) согласуется с обычно повышенной железистостью в них фемических силикатов по сравнению с более ранними и основными членами серии.

За нижнюю границу магнетитосодержащей фации и верхнюю безмагнетитовой принята линия стабильности альмандин-спессартинового граната, примерно совпадающая с линией устойчивости аннита. В соответствии с этим в безмагнетитовой фации устойчивы любые по железистости биотиты, а магнетит за счет их разложения не образуется.

Что касается амфибола, то из рис. 16 следует, что благодаря меньшей устойчивости этого минерала к росту f_{O_2} железистость его в условиях магнетитовой и магнетитосодержащей фаций не должна превышать 0,4, что в общем согласуется с реальным составом амфибола.

В метаморфических биотит-амфиболовых породах зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций широким развитием пользуется титаногематит, содержащий ~10-15% TiO_2 . Это позволяет выделить для них титаногематитовую феррофацию, поле которой на рис. 16 обозначено индексом *H*. Если в поле магнетитовой и магнетитосодержащей фации линии устойчивости биотита проведены по экспериментальным данным [113], то в поле титаногематитовой фации положение этих линий показано условно и отражает факт уменьшения железистости биотита в

парагенезисе с титаногематитом по сравнению с магнетитовым парагенезисом, что свидетельствует о сокращении поля стабильности высокожелезистых биотитов.

Детальное изучение парагенезиса железо-титановых минералов в гранитоидах позволило в рамках намеченных феррофаций выделить минеральные субфации. Основные типы парагенезисов интересующих нас минералов показаны на рис. 18.

Поскольку в координатах Fe—Ti—O биотит и амфибол занимают обширные и перекрывающиеся поля, то они показаны единой точкой (*Bi*), расположенной приблизительно в центре их общего поля. Типы трехминеральных ассоциаций не изменятся, если точка *Bi* будет перемещаться в соответствии с тем или иным конкретным составом. Железистость (в данном случае отношение Fe/O) альмандина по природным данным должна быть всегда выше, а титанистость Ti/(Ti + Fe) ниже, чем у биотита и амфибола. Составы остальных минералов переменного состава отвечают краевым членам.

Прежде чем перейти к характеристике минерального парагенезиса разных субфаций, кратко остановимся на составе важного для анализа феррофаций минерала — ильменита. Как и магнетит, который изучен более детально, ильменит равновесен с другими минералами, и большая часть его отвечает равновесиям постмагматической стадии. В гранитоидах этот минерал отличается повышенной марганцовистостью по сравнению с ильменитом из близких по составу эффузивных и метаморфических пород. Содержание марганца в ильмените сильно варьирует, коррелируя с составом пород. В гомодромном ряду габбро—гранит количество Mn в ильмените возрастает в 5—10 раз. Исключения составляют некоторые плагиограниты, для которых характерны ильмениты с низким содержанием Mn.

Степень окисления железа в ильмените Fe^{3+}/Fe , а также отношение Mn/Fe коррелируют с аналогичными параметрами в сосуществующих биотитах и амфиболах. Распределение Mn между этими минералами отвечает коэффициенту распределения $K_D = (Mn/Fe)_{Il}/(Mn/Fe)_{Bi} \approx 6 \pm 2$ без каких-либо закономерных вариаций в различных типах гранитоидов. На этом основании можно заключить, что распределение Mn контролируется в первую очередь кристаллохимическими факторами.

Большое значение для понимания природы равновесий, фиксируемых в железо-титановых минералах, имеют данные по составу ильменита, обособленного в виде отдельных зерен и ламелл в распавшемся титаномagnetите. Наши исследования показали, что содержание Mn в разных по форме выделениях ильменитах из одного и того же образца близко. В тех случаях, когда обособленные зерна ильменита имеют зональное строение (содержание Mn к краю зерна повышается на 1—2%), концентрация Mn в ламеллях такая же, как в краевых частях этих зерен.

В магнетите, сосуществующем с ильменитом, наблюдается прямая корреляция между содержаниями Mn и Ti. В тех случаях, когда в породе присутствуют титаномagnetит с разным содержанием Ti и ильменит, фигуративные точки составов минералов в координатах Ti—Mn лежат на одной линии. Из имеющихся многочисленных данных сошлемся на уже упоминавшийся граносиенит из Карабулакского массива, в котором ильменит содержит 15—16% MnO (количество MnO в сосуществующих с ильменитом магне-

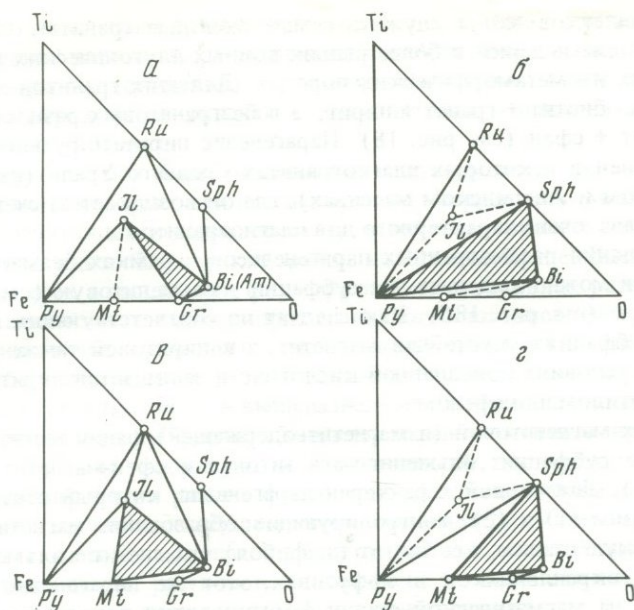


Рис. 18. Парагенезисы гранитоидов разных феррофаций

а, б — безмагнетитовая фация, субфации: *а* — ильменитовая, *б* — пиритовая; *в, г* — магнетитовая и магнетитсодержащая фации, субфации: *в* — ильменит-магнетитовая, *г* — сфен-магнетитовая (выделены главные парагенезисы)

татах приведено выше). Поскольку ульвешинель в структурах распада титаномагнетита из гранитоидов отсутствует, эти данные, по-видимому, указывают на то, что в них в отличие от более основных пород титаномагнетит первоначально представлял собой твердый раствор магнетита и марганцовистого ильменита, а не ульвешинели. В этом случае прямая корреляция содержаний Mn и Ti в титаномагнетите объясняется просто: чем больше в нем растворено ильменита, тем выше содержание Mn. Вероятно, вхождение титана в магнетит в виде ильменита способствует повышенный потенциал кислорода, при котором формируются гранитоиды.

Безмагнетитовая феррофация, как показывают наблюдения, характеризуется парагенезисом альмандина с биотитом и ильменитом или пиритом (см. рис. 18). Биотит-гранат-ильменитовая ассоциация распространена в высокоглиноземистой фации водных плутонических гранитов, т.е. в породах относительно пониженной щелочности. В небольшом количестве альмандин встречается не только в гранитах, но и в адамеллитах. Именно появление граната в относительно меланократовых разностях отличает безмагнетитовые серии от магнетитовых, где гранат отмечается только в лейкогранитах, образующих дополнительные интрузивы и дайки.

Менее распространена ассоциация биотит + гранат + пирит. Выделение ее сталкивается с некоторыми трудностями, т.к. пирит часто связан с метасоматическими гидротермальными процессами. Однако наблюдаются целые комплексы, в которых гранитоиды содержат пирит, хотя сами не несут следов низкотемпературных преобразований [32]. На Урале примером

таких комплексов могут служить самые молодые граниты, образующие пластовые тела и дайки в более ранних водных плутонических гранитах и вмещающих их метаморфических породах. Для этих гранитов характерен парагенезис биотит + гранат + пирит, а в безгранатовых разностях — биотит + пирит + сфен (см. рис. 18). Парагенезис пирита с рутилом широко распространен в некоторых плагιοгранитах Среднего Урала (например, в Логиновском и Аверинском массивах), где он возникает за счет ильменита — минерала, очень характерного для плагιοгранитов.

На основании рассмотренных парагенезисов в рамках безмагнетитовой феррофации можно выделить две субфации — ильменитовую (см. рис. 18а) и пиритовую (см. рис. 18б). Как следует из соответствующих диаграмм, в обеих субфациях неустойчив магнетит, а в пиритовой также ильменит, который в условиях повышенной кислотности замещается пиритом в ассоциации с рутилом или сфеном.

В рамках магнетитовой (и магнетитсодержащей) фации могут быть выделены две субфации: ильменит-магнетитовая и сфен-магнетитовая (см. рис. 18 в, г). Для первой характерен парагенезис, который отвечает главным реакциям (1) и (2), контролирующим образование магнетита в постмагматическую стадию, т.е. биотит (амфибол) + магнетит + ильменит. Судя по набору вкрапленников в эффузивах, этот же парагенезис является ведущим и на магматической стадии формирования пород гранитоидного состава. Как следует из диаграммы рис. 18, сфен в этом парагенезисе неустойчив, что соответствует наблюдениям над количественными соотношениями сфена и ильменита в гранитоидах. Содержания этих минералов всегда связаны обратной зависимостью, и появление сфена сопровождается исчезновением или резким уменьшением количества ильменита.

В большинстве случаев парагенезисы сфен-магматитовой субфации являются вторичными по отношению к ильменит-магнетитовой. Сфен замещает ильменит или ильменитовую составляющую титаномагнетита. По-видимому, образование сфен-магнетитовой ассоциации возможно также в результате реакции (2) по той же схеме, что и ильменит-магнетитовой, т.е. за счет прямого разложения роговой обманки. В этом случае ильменит, который в небольшом количестве присутствует совместно с магнетитом и сфеном, представляет собой реликты первичного.

Как следует из реакции (4), парагенезисы магнетитовой фации отвечают условиям повышенной щелочности по сравнению с безмагнетитовой, что хорошо согласуется с теоретическими представлениями и наблюдениями над реальными парагенезисами.

Повышение щелочности еще на магматической стадии способствует образованию магнетита во время последующей эволюции пород. Действительно, с ростом щелочности создаются условия для преимущественной кристаллизации роговой обманки, а разложение этого минерала с выделением магнетита происходит при более низкой летучести кислорода, чем биотита (см. рис. 16). Именно по этой причине роговообманковые гранитоиды в большинстве случаев относятся к магнетитовой феррофации (типичным примером служит магнитогорский комплекс).

Щелочность оказывает такое же влияние на разложение фемических силикатов с выделением магнетита, как и летучесть кислорода. С ростом щелочности уменьшается глиноземистость биотита и амфибола и прямо

связанная с этим параметром железистость, что, в свою очередь, приводит к обособлению магнетита. Схематически смену парагенезисов железо-титановых минералов (субфаций) с ростом щелочности можно изобразить следующим образом: пиритовая — ильменитовая — ильменит-магнетитовая — сфен-магнетитовая.

Правомерность подобных построений подтверждается геологическими наблюдениями, которые свидетельствуют о корреляции между феррофациями гранитоидов и характером их экзоконтактового ореола. Примером может служить Кочкарский район на Южном Урале. Здесь развиты гранитоиды трех комплексов, формирующихся в условиях разных феррофаций: степнинского монцодиорит-гранитного повышенной щелочности (сфен-магнетитовая субфация), джабыкского гранитного (ильменитовая субфация безмагнетитовой фации) и комплекса молодых гранитов, образующих интрузивные тела в вышеназванных гранитоидах и вмещающих породах (пиритовая субфация). Характер экзоконтактовых преобразований, сопутствующих каждому из этих комплексов, соответствует оценкам условий формирования разных феррофаций. Со степнинским комплексом связаны зоны щелочных кварц-полевошпатовых метасоматитов, с джабыкским — мусковит-полевошпатовые метасоматиты, свидетельствующие о меньшей щелочности растворов, и, наконец, в экзоконтактах молодых гранитов развиты процессы кислотного выщелачивания.

Характер постмагматической деятельности, сопровождающей каждый из рассмотренных комплексов, изменяется в соответствии с известной схемой Д.С. Коржинского. Однако первые и наиболее интенсивно проявленные стадии постмагматических преобразований вмещающих пород отчетливо коррелируют с феррофациями родственных гранитоидов, свидетельствуя о том, что особенности флюидного режима определяют не только формирование той или иной феррофации, но также характер экзоконтактового ореола массива.

Разработка учения о феррофациях гранитоидов и метаморфических пород представляет собой попытку связать петрологические исследования с изучением металлогенической специализации и потенциальной рудоносности соответствующих комплексов пород. По существу, в основе анализа феррофаций лежит изучение рудного процесса, продукты которого (магнетит, ильменит и другие железо-титановые минералы) рассеяны в породах. Изложенные выше представления позволяют глубже понять, например, причины связи скарново-магнетитовых месторождений с магнетитовыми сериями гранитоидов, которая давно и надежно установлена на Урале и в других регионах СССР и мира. Эта связь обусловлена тем, что внедрение интрузива создает в ореоле его влияния физико-химическую обстановку магнетитовой феррофации, что приводит к массовому магнетитообразованию за счет фемических силикатов как в самом интрузиве, так и во вмещающих его породах. В тех случаях, когда реализуются условия для перехода магнетита в подвижное состояние, он может переотлагаться в рудные тела. Зона выноса магнетита фиксируется щелочными метасоматитами, "осветленными" породами, характерными для скарново-магнетитовых месторождений. При формировании этих пород титан остается инертным и фиксируется в сфене. Различное поведение железа и титана составляет характерную особенность начала собственно рудного процесса. При рас-

сеянном магнетитообразовании в самих гранитоидах и вмещающих породах оба эти элемента ведут себя инертно и сходным образом.

Как известно, серии, потенциально продуктивные на скарново-магнетитовое оруденение, обладают определенными особенностями химического состава [24]. Однако, по-видимому, обязательным условием для реализации этой потенциальной продуктивности является становление интрузива в магнетитовой феррофации. Примером могут служить два уральских габбро-гранитоидных комплекса, близких по геологической позиции и петрохимии и принадлежащих по этим параметрам к потенциально рудоносным: магнитогорский и иргизский [73]. Первый из них сформировался в условиях магнетитовой фации и характеризуется широким развитием малотитанистого магнетита, ассоциированного с низкожелезистыми амфиболами и биотитами, высокой долей железа в рудной форме (см. рис. 11) и сопровождается крупными железорудными месторождениями. Иргизский же комплекс закончил свое формирование в условиях титаномагнетитовой феррофации. В породах комплекса титаномагнетит, содержащий 8–10% TiO_2 , ассоциирует с высокожелезистыми силикатами ($f_{Bi} = 0,67$, $f_{Am} = 0,69$), доля рудного железа даже в гранитах составляет примерно 65% и скарново-магнетитовые месторождения в связи с этим комплексом отсутствуют.

Для оценки локальной продуктивности экзоконтактных зон потенциально продуктивных интрузивов магнетитовой феррофации на скарново-магнетитовое оруденение важно сравнить интенсивность окислительных процессов, происходящих в интрузиве и в его контактовом ореоле, т.е. сравнить феррофации интрузивных и вмещающих вулканических пород близкого химического состава. Показателем интенсивности процесса может служить доля рудного железа. Перспективными будут те участки экзоконтактной зоны, где доля рудного железа во вмещающих вулканитах не меньше, чем в интрузивных породах. Лишь в этом случае можно говорить о таком контактовом влиянии интрузии, которое дает магнетитовое оруденение контактово-метасоматического типа.

Не менее очевидна связь с феррофациями гранитоидов и других рудных месторождений. Так, большая часть золоторудных месторождений ассоциирована с гранитоидами магнетитсодержащей фации, а оловорудных и некоторых типов редкометалльных — с гранитоидами безмагнетитовой фации.

АВТОЛИТЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРИРОДЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ЭВОЛЮЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ СЕРИЙ

Характерной особенностью интрузивных тел является их неоднородность, которая выражается в многофазном строении, вариациях состава пород внутри одной и той же фазы, связанных с процессами дифференциации и гибридизма, наличии жильных тел и разнообразных включений. Расшифровка природы таких неоднородностей помогает реставрации условий формирования и эволюции интрузивов.

Включения в магматических породах различны по происхождению. Выделяются следующие главные группы:

1. Реликты субстрата, из которого выплавилась магма.
2. Ксенолиты пород рамы (местные ксенолиты) и пород, захваченных магмой на глубине в процессе интрузии (глубинные ксенолиты).
3. Автолиты — продукты саморазвития магматической системы, имеющие разное происхождение. К ним относятся фрагменты пород ранних фаз становления интрузива, продукты сегрегации минералов на разных этапах кристаллизации, дезинтегрированные повторные инъекции в еще не застывший расплав и т.д.

В данной главе мы остановимся на включениях последней группы, которые наибольшим развитием пользуются в гранитоидах и издавна выделяются под названиями "автолиты", "гомеогенные" или "родственные" включения¹. В габброидах настоящие автолиты встречаются редко. Сегрегация ранних фаз кристаллизации в габбро вследствие более низкой вязкости базитового расплава обычно проявляется в виде различных типов полосчатых текстур. Поэтому мы будем говорить в основном о гранитоидах.

Автолиты широко распространены в гранитоидах. Классическими районами их развития, где они детально изучены и описаны, являются Северо-Американские батолиты [92], Центральный Французский массив [105], позднемеловые—палеогеновые гранитоиды Приморья [38]. Отрывочные сведения об автолитах, в основном касающиеся их генезиса, содержатся во многих советских и зарубежных работах. В целом же автолиты остаются малоизученным объектом прежде всего потому, что многие исследователи не выделяют их как самостоятельный вид включений, а объединяют с ксенолитами. Это относится и к практике геологических работ. В большинстве случаев эти важные объекты вообще не являются предметом специального изучения.

Между тем широкая распространенность автолитов, независимость их состава от типа вмещающих массивы пород, с одной стороны, и тесное вещественное родство с включающими гранитоидами — с другой, а также

¹ По смыслу эти термины близки. Предпочтение, отдаваемое термину "автолит", обусловлено его краткостью и отчетливым семантическим противопоставлением термину "ксенолит".

ряд характерных и повторяющихся особенностей этих образований позволяют считать их закономерными членами гранитоидных серий и использовать для решения важных вопросов петрогенезиса, расшифровки особенностей механизма становления и эволюции гранитоидов.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ АВТОЛИТОВ

Автолиты присутствуют не во всех типах гранитоидов. Они являются неотъемлемой принадлежностью гип- и мезоабиссальных массивов, которые образованы гомодромной серией пород, т.е. массивов вулканотрузивной группы. При этом тектоническая позиция гранитоидов, особенности их вещественного состава и состав вмещающих пород не оказывают заметного влияния на распространенность автолитов. Они встречаются как в раннегеосинклинальных габбро-плагиогранитных сериях (например, в Северо-Хабарнинском массиве на Южном Урале [88]), так и в различных орогенных малокалиевых и калий-натриевых габбро-гранитоидных, тоналит-гранодиоритовых и адамеллит-гранитных сериях.

Важно подчеркнуть отсутствие зависимости между составом автолитов и пород рамы. Яркими примерами могут служить девонский Краснинский и раннекаменноугольный Владимирско-Кулевчинский тоналит-гранодиоритовые массивы на Урале. Первый из них залегает в восточной части Магнитогорской вулканогенной зоны среди основных эффузивов, второй — в Зауралье преимущественно среди осадочных пород. Включения в гранитоидах того и другого массива практически одинаковы и представлены породами типа порфириовидного кварцевого диорита. Отсутствие зависимости между составом автолитов и пород, вмещающих гранитоидные массивы, — один из важных доводов в пользу того, что появление автолитов не зависит от внешней геологической ситуации и определяется только закономерностями саморазвития гранитоидных серий.

Это положение подтверждается и тем, что наибольшим развитием автолиты пользуются в непрерывно дифференцированных известково-щелочных сериях барофильного типа, в которых распространены породы среднего состава: тоналиты, гранодиориты, кварцевые монзониты и т.д. (см. главу 8). В контрастно дифференцированных барофобных сериях автолиты встречаются не всегда и только в тех подсериях, которые обладают чертами барофильных известково-щелочных и содержат породы промежуточного между габбро и гранитами состава. Например, в магнитогорской серии Магнитогорский и Куйбасовский массивы сложены типичной барофобной габбро-гранитной серией, породы которой не содержат автолитов, а в Московском массиве широко распространены богатые автолитами сиеногранодиориты и граносиениты, которые обладают признаками барофильных известково-щелочных серий. Аналогичная картина наблюдается в Карабулакском массиве магнитогорской серии, описанном ранее [88].

Неслучайно наибольшим развитием автолиты пользуются в типичных известково-щелочных сериях тоналит-гранодиоритового формационного типа. Как будет показано в главе 8, специфика таких серий во многом определяется закономерностями их эволюции, происходящей в относительно глубоких условиях. Следовательно, интенсивность развития автолитов —

простой и наглядный признак — может служить одним из критериев типизации серий.

В палингенных гранитоидах плутонической группы, являющихся продуктами кристаллизации богатых водой магм, автолиты отсутствуют. В таких гранитах включения представлены либо ксенолитами в разной мере метаморфизованных пород, вмещающих массивы, либо тугоплавкими меланократовыми реститами — остатками субстрата, из которого выплавилась гранитная магма.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АВТОЛИТОВ

Автолиты образуют включения небольшого размера (от нескольких квадратных сантиметров до $1-2 \text{ м}^2$) и представлены обычно более меланократовыми и мелкозернистыми породами, чем включающие гранитоиды. Форма автолитов округлая — шаро- или чаще эллипсообразная. В массивах, сложенных несколькими разновидностями гранитоидов, можно ясно видеть, что автолиты приурочены к разностям повышенной основности: тоналитам, гранодиоритам и адамеллитам [73, 92, 105, 117]. При этом автолитами в точном смысле этого слова могут быть названы только те включения, которые близки к вмещающим гранитоидам по составу. В кварцевых диоритах (тоналитах) это габбро-диориты, в гранодиоритах — диориты, в адамеллитах — гранодиориты и т.д. Включения габбро в граните являются уже отчетливыми обломками. Скопления таких обломков образуют широко расчлещенные эруптивные брекчии — продукты взламывания ранее затвердевших габброидов обособившимся позднее более низкотемпературным гранитным расплавом.

Распределение автолитов в массивах обладает рядом особенностей. Часто они равномерно рассредоточены по всему массиву или в отдельных крупных его участках ($1-2$ автолита на $1-2 \text{ м}^2$), но иногда образуют локальные сгущения, "рои" пластообразной или линзовидной форм. Обычно в одном и том же массиве эти две формы обособления автолитов встречаются совместно, и тогда участки, обогащенные автолитами, резко выделяются на фоне гранитоидов, почти не содержащих их.

Типичным примером могут служить гранитоиды, обнаженные на островах в заливе Петра Великого, расположенных к югу от г. Владивостока. Наблюдающиеся здесь соотношения демонстрируют важные и повторяющиеся в других местах особенности автолитов.

На о-ве Попова в обрыве восточного берега на протяжении более 1 км обнажены роговообманковые микропегматитовые граниты, химический состав которых приведен в табл. 4 (ан. 1). Включения в этих гранитах редки (примерно одно на $2-3 \text{ м}^2$) и не образуют каких-либо скоплений. В северной части обнажения в районе мыса Проходного появляются хорошо выраженные горизонты, в которых граниты резко обогащены автолитами (рис. 19а). Один такой горизонт обнажен в верхней части берегового уступа и сильно эродирован, второй вскрыт на всю мощность. Верхняя его граница фиксируется обильными включениями, имеющими состав сиеногранодиоритов (см. табл. 4, ан. 4). В верхней части горизонта включения мелкие. В приконтактной части в полосе $\sim 0,5$ м они имеют размеры $2-5$ см. Ниже их размер быстро, но постепенно возрастает, и на расстоянии $2-3$ м от

Т а б л и ц а 4. Химические составы гранитоидов и автолитов с островов залива Петра Великого, мас. %

№ анализа	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	Гранит без включений	72,76	0,28	12,93	0,46
2	Гранит с включениями	74,16	0,21	12,46	0,70
3	Автолит в граните, ан. 2	70,66	0,24	13,88	0,18
4	То же	66,04	0,14	15,14	1,00
5	Сиеногранодиорит из цемента	66,56	0,60	14,56	1,38
6	Автолит в сиеногранодиорите, ан. 5	62,62	0,75	16,29	1,91
7	Сиеногранодиорит из "шапки"	66,52	0,51	15,01	1,14
8	Сиеногранодиорит	66,71	0,56	14,92	1,23
9	Гранит (дифференциат сиеногранодиорита, ан. 8)	72,02	0,35	13,28	0,80
10	Центральная часть резорбированного включения	61,66	0,85	15,72	1,55
11	Краевая часть включения, ан. 10	63,76	0,75	16,04	1,33

Примечание. Анализы выполнены в ПГО "Уралгеология".

верхней границы горизонта включения достигают средней величины 20—50 см, которая сохраняется на всем интервале, доступном наблюдению (~0,5 км). Как подсчитано по фотографиям, включения занимают в среднем 40—50% площади обнажения. Состав горных пород, цементирующих включения, закономерно изменяется с юга на север (т.е. с увеличением уровня эрозионного среза) от гранитного в верхней части горизонта с включениями до сиеногранодиоритового (см. табл. 4, ан. 2,5). Граница между гранитами и сиеногранодиоритами, цементирующими включения, постепенная, хотя переход осуществляется на небольшом расстоянии (3—5 м).

Важно отметить, что состав наиболее распространенных в граните автолитов близок к сиеногранодиориту, цементирующему включения в северной части обнажения. Включения здесь в большинстве случаев отвечают кварцевому диориту (см. табл. 4, ан. 6). Граниты в той части разреза, где они содержат мало автолитов, заметно более меланократовые и обогащены магнием, железом и титаном по сравнению с гранитом из горизонта, обогащенного автолитами (ср. ан. 1, 2 в табл. 4).

В целом состав автолитов в гранитах варьирует от граносиенитового (см. табл. 4, ан. 3) до сиеногранодиоритового (преобладают) и кварцеводиоритового, в сиеногранодиоритовом цементе преобладают, как отмечалось, кварцевые диориты.

В гранитах над многими включениями, особенно крупными, наблюдаются "шапки" пород сиеногранодиоритового состава (см. табл. 4, ан. 7), которые впервые описаны в Приморье С.А. Коренбаумом и Г.А. Валуи [38]. Породы из "шапок" отличаются от гранитов повышенной меланократовостью и высоким содержанием плагиоклаза примерно того же состава, что и в граните. Они близки по химическому составу к наиболее распространенным включениям и к сиеногранодиоритовому цементу северной

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
3,16	0,05	0,82	0,68	5,18	2,68	0,07	0,96	100,03
2,39	0,05	0,69	0,85	4,52	3,21	0,05	0,63	99,92
3,72	0,05	0,65	0,91	4,80	3,11	0,07	1,24	99,51
4,28	0,08	1,22	1,47	4,60	3,17	0,16	2,08	99,38
4,84	0,07	1,22	1,59	5,18	2,22	0,16	1,33	99,71
4,45	0,10	1,96	4,13	4,46	1,53	0,30	1,37	99,87
3,87	0,07	1,04	2,43	5,06	2,18	0,12	1,63	99,58
4,40	0,10	1,24	1,82	4,90	2,33	0,14	1,54	99,89
2,53	0,05	0,69	0,96	4,84	3,05	0,05	0,96	99,58
5,54	0,12	2,12	3,17	4,72	2,22	0,14	1,95	99,76
4,84	0,10	1,79	3,29	4,60	2,14	0,16	1,10	99,90

части обнажения. Несмотря на близость состава, нижний контакт "шапок" с автолитом всегда резкий, а верхний с гранитом расплывчатый (рис. 19, б). Условия залегания и петрографические особенности сиеногранодиоритовых "шапок" над включениями приводят к выводу об образовании их в результате осаждения на включения минералов из кристаллизующегося расплава. Сходный состав пород из "шапок", наиболее распространенных включений и тех пород, которые цементируют включения в северной части обнажения, свидетельствует о том, что крупномасштабная расслоенность гранитоидов и обособление автолитов и "шапок" над ними возникают в результате гравиационной кристаллизационной дифференциации.

С этих позиций становится понятной большая лейкократовость гранита в горизонте с автолитами по сравнению с гранитом, не содержащим большого количества включений. В первом случае часть фемических компонентов концентрируется в автолитах, что приводит к обеднению ими вмещающей автолиты породы. В гранитах без включений явления сегрегации фемических минералов и отчасти плагиоклаза проявлены в другой форме. Эти минералы здесь концентрируются в виде небольших (5—10 мм) участков, равномерно рассеянных в массе породы.

Если с учетом количества автолитов и их состава рассчитать валовой состав блоков в рассмотренном разрезе массива, то среднее содержание кремнезема в гранитах без включений окажется равным 72,7%, в горизонте с гранитным цементом — 69, а в горизонте с сиеногранодиоритовым цементом — 65%, т.е. получается обычная для расслоенных массивов картина, осложненная сегрегацией ранних продуктов кристаллизации в автолиты.

Аналогичные явления наблюдаются и на других островах, которые мне удалось посетить благодаря С.А. Коренбауму. Обилие автолитов всегда сопровождается ярко проявленными процессами кристаллизационного

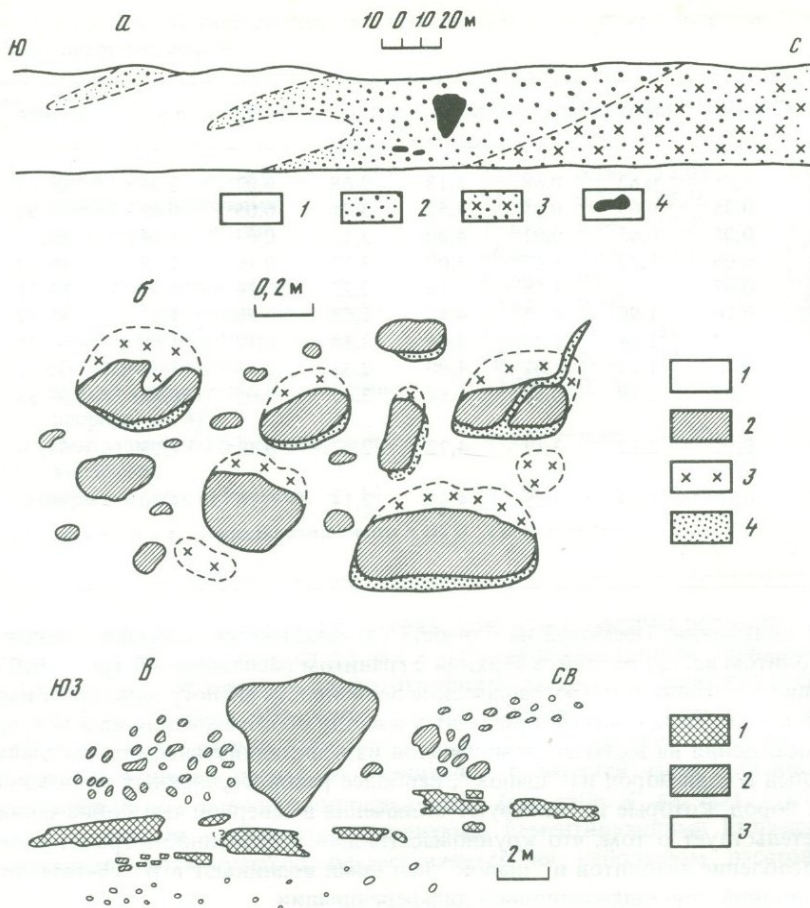


Рис. 19. Зарисовки берегового обрыва на о-ве Попова, Приморье

a — общий вид: 1 — граниты, 2 — граниты с включениями, 3 — сиеногранодиориты с включениями, 4 — наиболее крупные включения; *б* — деталь обнажения: 1 — граниты, 2 — сиеногранодиоритовые включения, 3 — сиеногранодиоритовые "шапки", 4 — аплитовидные граниты; *в* — деталь обнажения: 1 — тонкозернистые кварцевые диориты, 2 — сиеногранодиориты, 3 — граниты

фракционирования. Например, на южном берегу о-ва Моисеева почти над каждым включением можно увидеть гранодиоритовые "шапки" мощностью до 20–25 см. В тех случаях, когда цементирующей породой является гранодиорит, наряду с "шапками" хорошо проявлено расслоение этого цемента с обособлением остаточного гранитного расплава (рис. 20). В более молодой порции расплава, изображенной в нижней части рис. 20, это расслоение проявлено очень четко: наверху обособляется тонкая зона аплитовидных гранитоидов (гранофиров), которые ниже постепенно переходят в роговообманковые микропегматитовые граниты, еще ниже через 0,5–1 м сменяющиеся роговообманковыми сиеногранодиоритами — главными породами цемента (см. табл. 4, ан. 8, 9).

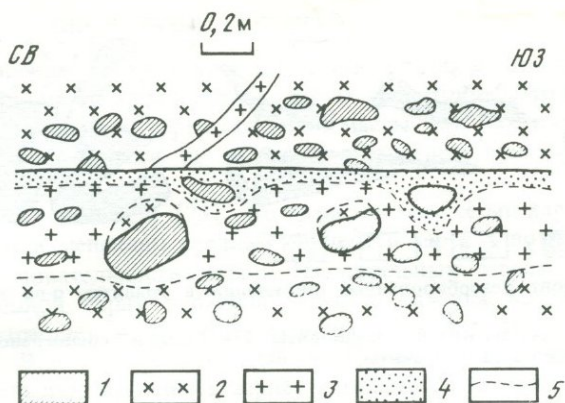


Рис. 20. Зарисовка обнажения в береговом обрыве на п-ове Моисеева, Приморье
 1 — сиеногранодиоритовые и кварцеводиоритовые включения, 2 — сиеногранодиориты, 3 — граниты, 4 — аплитовидные граниты, 5 — границы тел с постепенными переходами

Важно отметить следующее. Поздняя порция расплава прорывает уже полностью консолидированные породы, рассекая и цемент, и содержащиеся в нем автолиты. Наличие сиеногранодиоритовых "шапок" над многими включениями в нижней, более молодой фазе свидетельствует о том, что обособление автолитов произошло *in situ* в процессе описанного местного расслоения расплава. Если интрузивные контакты разных порций расплава пересекают включения, то граница между внутрикамерными дифференциатами огибает автолиты (см. рис. 20).

Эти факты имеют первостепенное значение для понимания природы включений и механизма формирования интрузивных массивов. В частности, они свидетельствуют о том, что массив формируется путем последовательного многократного внедрения в объем, занятый в настоящее время интрузивом, небольших порций магмы либо того же состава, что и предыдущая, либо в той или иной мере фракционированной, т.е. более кислой. На месте, т.е. в камере, занятой массивом, происходит дальнейшая дифференциация с обособлением более кислых жидких и более основных твердых (автолиты) фракций. Таким путем, по-видимому, формируются сложные многофазные интрузивы.

Описанными примерами не исчерпывается все многообразие распределения автолитов в массивах. Часто они равномерно рассеяны во всем объеме интрузива. Такое распределение характерно для больших масс однородных по составу гранитоидов. Например, крупный Койтезекский массив аличурского комплекса на Памире сложен в основном биотитроговообманковыми гранодиоритами, состав которых почти не изменяется в вертикальном разрезе мощностью в 2,5 км от подошвы до кровли. Автолиты, имеющие преимущественно тоналитовый состав, в области подошвы, в центральной части и в кровле массива встречаются примерно в одинаковом количестве (1 автолит на 1–2 м²), остаются постоянными и их средние размеры. Такое равномерное распределение характерно также для многих адамеллитовых и граносиенитовых тел. Обособление хорошо

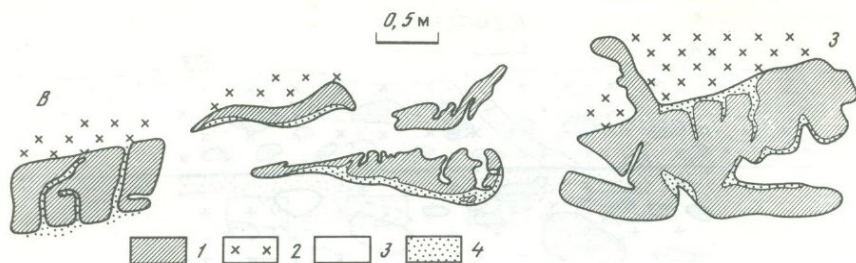


Рис. 21. Горизонт резорбированных включений в гранитах о-ва Клыкова, Приморье

1 — тонкозернистые кварцевые диориты, 2 — "шапки" сиеногранодиоритов, 3 — граниты, 4 — аплитовидные граниты

оформленных автолитов в этих случаях, как и на о-ве Попова, сопровождается появлением мелких меланократовых скоплений, состоящих в основном из фемических минералов и плагиоклаза, равномерно рассеянных в массе породы и придающих ей своеобразную мелкошлифовую текстуру.

В ряде массивов автолиты обнаруживают преимущественную приуроченность к эндоконтактовым зонам, что связано с более неравновесной кристаллизацией магмы в этих участках.

Форма автолитов достаточно характерна. Типичные автолиты всегда образуют овальные обособления с резкими границами. Размеры их колеблются в широких пределах. В тех случаях, когда автолитов мало и они равномерно распределены в массиве, размеры их не превышают 50 см (обычно 5—10 см).

В местах скопления автолитов иногда присутствуют более крупные включения, до 3—4 м. Такие включения часто имеют эффузивоподобный облик и своеобразную форму. Для них характерны извилистые границы, нередко они приобретают причудливые жилообразные очертания (рис. 19, в, 21), что резко отличает их от типичных эллипсоидальных автолитов. Часто такие эффузивоподобные включения образуют скопления, близкие по форме к фрагментам бывшего пласта, дайки или силла (см. рис. 19, в), что подчеркивается не только пластообразным распределением самих включений, но и их параллелепипедальными ограничениями.

Горизонт таких включений в гранитах, обнаженных на о-ве Попова, показан на рис. 19, в. В отличие от наиболее распространенных эллипсоидальных автолитов сиеногранодиоритового состава резорбированные параллелепипедальные включения имеют состав кварцевого диорита (см. табл. 4, ан. 10, 11). Под микроскопом видно, что они сложены агрегатом плагиоклаза и роговой обманки офитовой структуры, микроблоки которого сцементированы кварц-полевошпатовым агрегатом микропегматитовой или таблитчато-зернистой структуры гранитного состава. К краевой части включений количество этого гранитного материала возрастает, что и зафиксировано ан. 10, 11.

На основании петрографических особенностей пород и специфической формы сложенных ими блоков можно предположить, что именно такие включения интерпретируются рядом исследователей как фрагменты даек, интродуцированных в еще не полностью затвердевший расплав.

СТРУКТУРА И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Общая особенность структуры автолитов состоит в том, что они всегда более мелкозернистые, чем включающие их гранитоиды. Это правило относится только к размеру зерен основной массы, так как вкрапленники в автолитах обычно близки по величине к соответствующим минералам в гранитоидах.

Ранее мы уже отмечали [73], что гранитоидные серии характеризуются закономерным изменением средней крупности зерен в возрастной гомодромной последовательности пород. На начальных этапах развития любой гранитоидной серии величина зерен в каждом последующем члене серии возрастает и достигает максимума в породах главной интрузивной фазы. В то же время каждая последующая более молодая порода имеет все меньшую крупность зерна, и только пегматиты нарушают эту закономерность. Последовательно формирующийся ряд пород с возрастающей крупностью зерна фиксирует процесс обособления магмы главной интрузивной фазы, и автолиты, более ранние и мелкозернистые, чем включающие их гранитоиды, — одно из звеньев этого процесса.

Автолиты обладают некоторыми общими особенностями структуры с вмещающими гранитоидами. Особенно ярко это проявляется в тех типах гранитов, которые имеют хорошо выраженную структуру. Например, гранитоиды рапакиви Бердяшского массива на Урале содержат многочисленные автолиты со структурой рапакиви. Количество таких примеров можно увеличить.

Как известно, структура является одним из важных критериев фациальной принадлежности гранитоидов. В гипабиссальных разностях гранитоидов широко распространены эвтектофировые микропегматитовые структуры, обусловленные быстрой одновременной кристаллизацией кварца и полевого шпата. Микропегматит цементирует ранние выделения плагиоклаза и фемических минералов, нередко порфириовидные. В более глубоких разностях преобладает равномернозернистая гипидиоморфная структура, обычны мирмекиты [73].

Аналогично по структурным особенностям различаются и автолиты из гранитоидов разных фаций. В гипабиссальных разностях автолиты часто имеют микропегматитовую структуру, хотя наиболее типичными являются разности с резкой гипидиоморфнозернистой структурой: интерстиции между лейстами плагиоклаза, часто образующими сферолитоподобные агрегаты, выполнены всеми остальными минералами. Такие сферолиты представляют собой начальные стадии обособления автолитов. Довольно обычна порфирная структура с вкрапленниками плагиоклаза, а также фемических минералов. В мезоабиссальных гранитоидах автолиты характеризуются структурой, в которой идиоморфизм плагиоклаза выражен не столь ярко, обычны мирмекиты. Часто наблюдаются явления перекристаллизации с образованием структуры, близкой к гранобластовой. Как правило, разница в средней крупности зерна гранитоидов и автолитов выражена слабее, чем в случае гипабиссальной фации.

Подобная корреляция структуры гранитов и автолитов разных фаций глубинности отчетливо проявляется и в пределах одного и того же массива на разных уровнях эрозионного среза. В Краснинском тоналит-гра-

нодиоритовом массиве [73] в апикальной части развиты биотит-роговообманковые гранодиориты микропегматитовой структуры с включениями, отвечающими по составу кварцевому диориту, которые также содержат микропегматитовый базис, но в меньшем количестве, чем гранодиориты. Характерно, что крупность микропегматитовых сростаний в гранодиорите вблизи контакта с включениями уменьшается, что можно объяснить закалкой. С увеличением эрозионного среза гранодиориты постепенно переходят в кварцевые диориты, также содержащие включения, но уже более основные. Кварцевые диориты представлены среднезернистыми (2–3 мм) породами с типичной гипидиоморфной структурой. Примерно такую же структуру имеют и включения, но в них крупность зерна меньше (1–2 мм) и присутствуют порфиновые выделения плагиоклаза. Явления закалки на контакте с автолитами свойственны гипабиссальным гранитоидам и особенно четко выражены в разностях с микропегматитовой структурой.

Описанные структурные особенности автолитов и включающих их гранитоидов свидетельствуют, во-первых, об изофациальности тех и других пород и, во-вторых, о более ранней кристаллизации автолитов по сравнению с гранитоидами.

Аналогичные выводы следуют из сравнительного анализа минерального состава. Обычно автолиты и вмещающие гранитоиды сложены сходными минералами. В связи с тем что общий состав автолитов более основной, в них часто появляются минералы, занимающие более высокое положение в реакционном ряду Боуэна. Например, в биотитовых гранитах отмечаются биотит-роговообманковые автолиты, в биотит-роговообманковых гранитоидах — роговообманковые автолиты и т.д. Составы одноименных породообразующих минералов в гранитоидах и автолитах близки. В то же время наблюдаются и существенные систематические различия, обусловленные неодинаковым валовым составом пород. Так, массовые определения состава плагиоклаза свидетельствуют о том, что в автолитах плагиоклаз имеет более основные ядра, тогда как составы средних и краевых зон кристаллов в гранитоидах и автолитах совпадают. В целом составы плагиоклазов в гранитоидах и автолитах связаны прямой зависимостью, причем разница между ними тем резче, чем выше их основность.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

В табл. 5 даны представительные анализы различных типов гранитоидов и автолитов из них, имеющиеся в коллекции автора. С учетом приведенных выше (табл. 4) и литературных данных этот материал достаточен для корректного сравнения их составов и выявления специфических особенностей химического состава автолитов.

Как следует из табл. 5 и рис. 22, автолиты всегда обеднены кремнеземом и обогащены всеми остальными петрогенными элементами. Лишь в некоторых автолитах содержание K_2O меньше, чем во вмещающих их гранитоидах.

Изменение химического состава в сопряженных парах гранитоид–включение отвечает главному тренду соответствующих серий пород, что наиболее четко выражено в поведении фемических компонентов (рис. 23). Для автолитов характерны те же общие тенденции химизма, что и для вме-

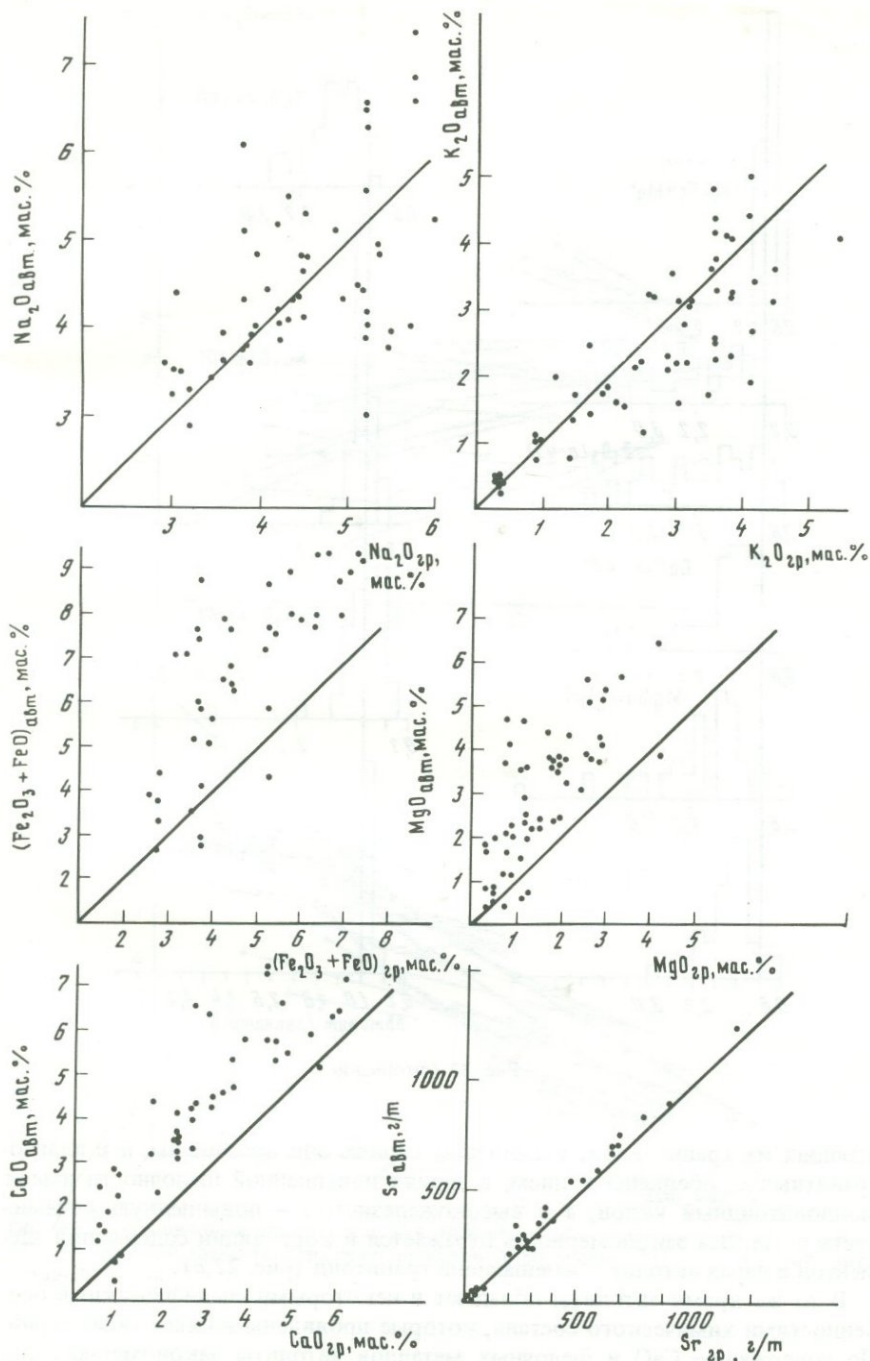


Рис. 22. Отношения концентраций элементов в парах автолит – вмещающий гранитоид и гистограммы этих отношений

n – число анализов

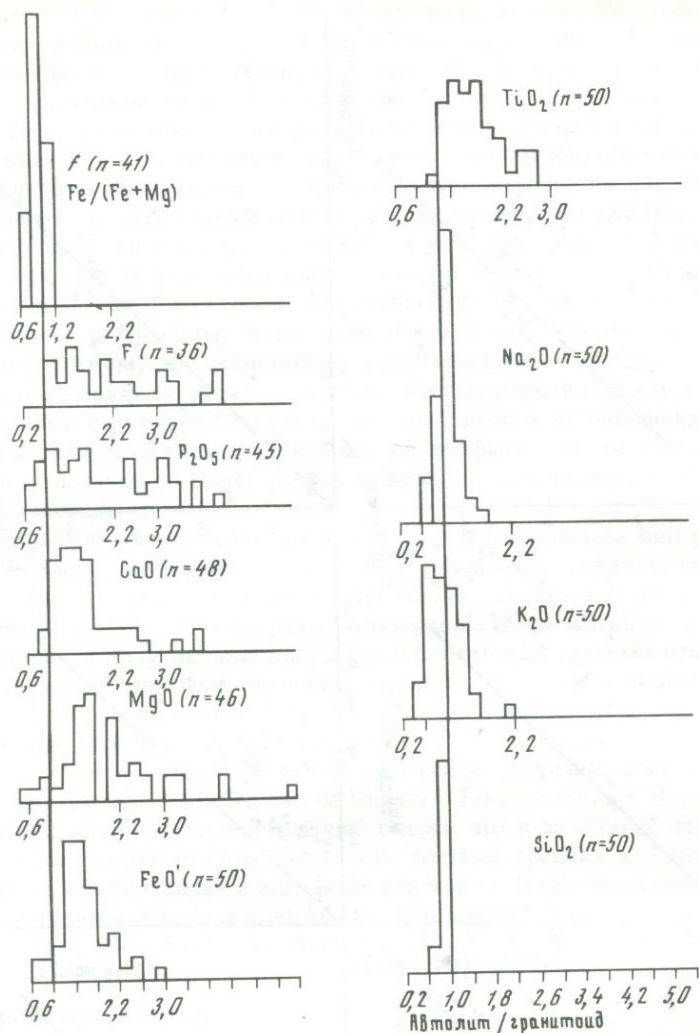


Рис. 22 (окончание)

шающих их гранитоидов: в калиевых сериях они обогащены, а в плагиогранитных — обеднены калием, в сериях повышенной щелочности имеют монцитонитовидный уклон, а в высокожелезистых — повышенную железистость и т.д. Эта закономерность отражается в корреляции содержаний элементов в парах автолит — вмещающий гранитоид (рис. 22,а).

В то же время автолиты обладают и некоторыми специфическими особенностями химического состава, которые проявлены во всех типах серий. По содержанию CaO и щелочных металлов автолиты закономерно отличаются от собственно интрузивных пород из этой же серии. Содержание CaO в них обычно ниже, а щелочных металлов выше, чем в соответствующим

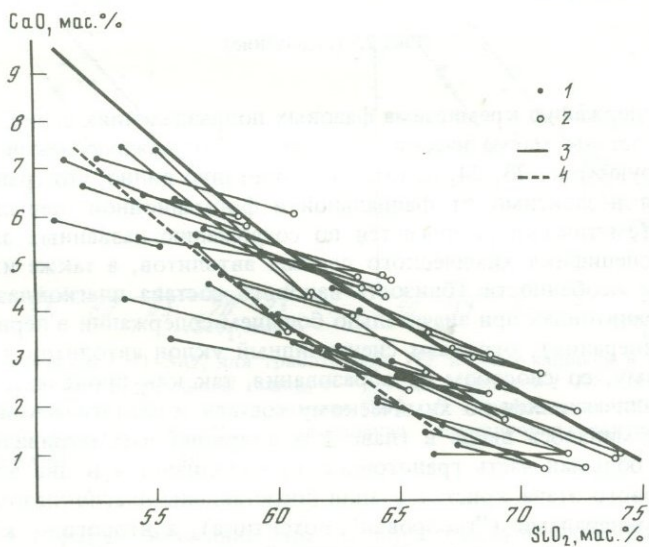
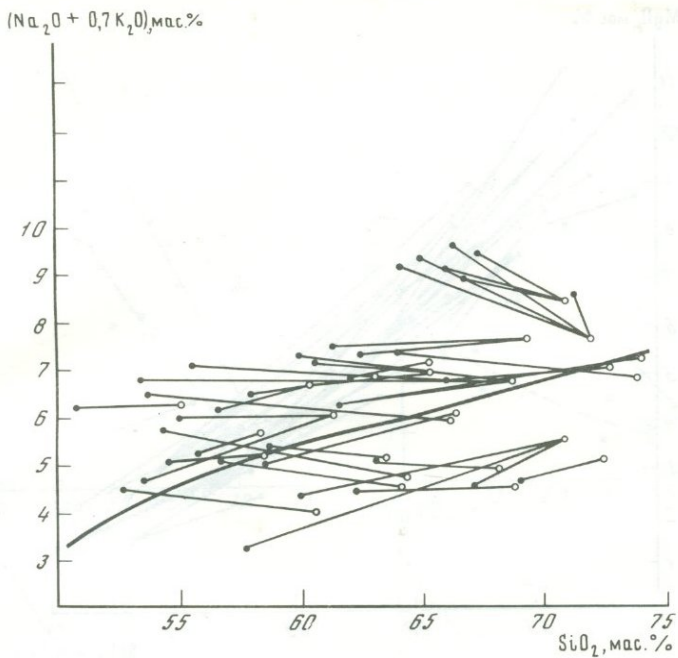


Рис. 23. Вариационные диаграммы для автолитов (1) и вмещающих гранитоидов (2), 3 – средний тренд тоналит-гранодиоритовой формации [73], 4 – средний "автолитовый" тренд

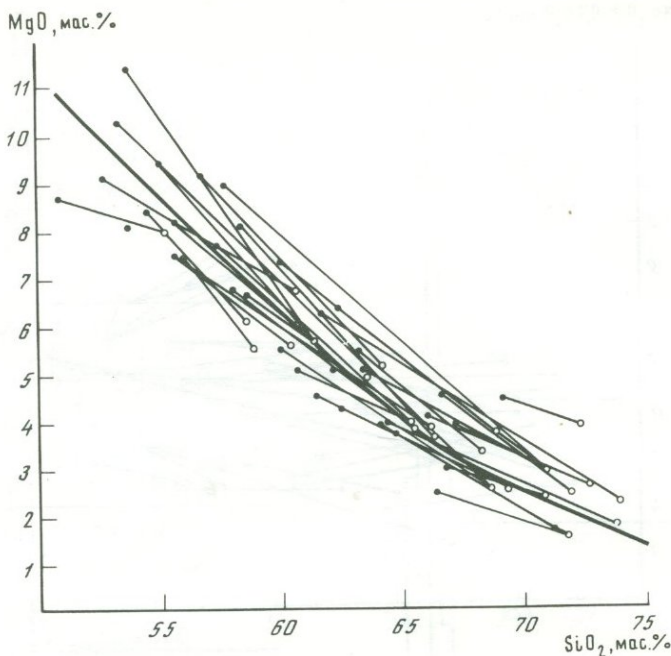


Рис. 23 (окончание)

щих по содержанию кремнезема фазовых подразделениях серии, представляющих составы магматических расплавов. Эту важную закономерность иллюстрируют рис. 23, 24, на которых отчетливо видно, что гранитоиды и включения независимо от фациальной и формационной принадлежности серий систематически различаются по содержанию названных элементов.

Такая специфика химического состава автолитов, а также их минералогические особенности (близость валового состава плагиоклаза в автолитах и гранитоидах при значительно большем содержании в первых фемических минералов), отражают сиенитоидный уклон автолитов и связаны, по-видимому, со способом их образования, так как проявлены в сериях пород, различающихся по химическому составу и геологической позиции.

Как упоминалось выше в главе 1 и подробно рассматривалось ранее [73, 88], большая часть гранитоидов кристаллизуется в два этапа. Продукты первого этапа кристаллизации представлены плагиоклазом и фемическими минералами ("габбровая" котектика), а второго — кварцем и щелочным полевым шпатом ("гранитная" котектика). В гипабиссальных породах продукты первого этапа кристаллизации образуют идиоморфные зерна, которые сцементированы минералами гранитной котектики. По известному составу минералов можно рассчитать примерный состав продуктов первого этапа кристаллизации [73]. Как оказалось, этот состав хорошо согласуется в рамках системы $Ab-Fem-An$ с валовым составом автолитов из тех же гранитоидов, что продемонстрировано на примере Краснинского тоналит-гранодиорит-гранитного массива (рис. 25).

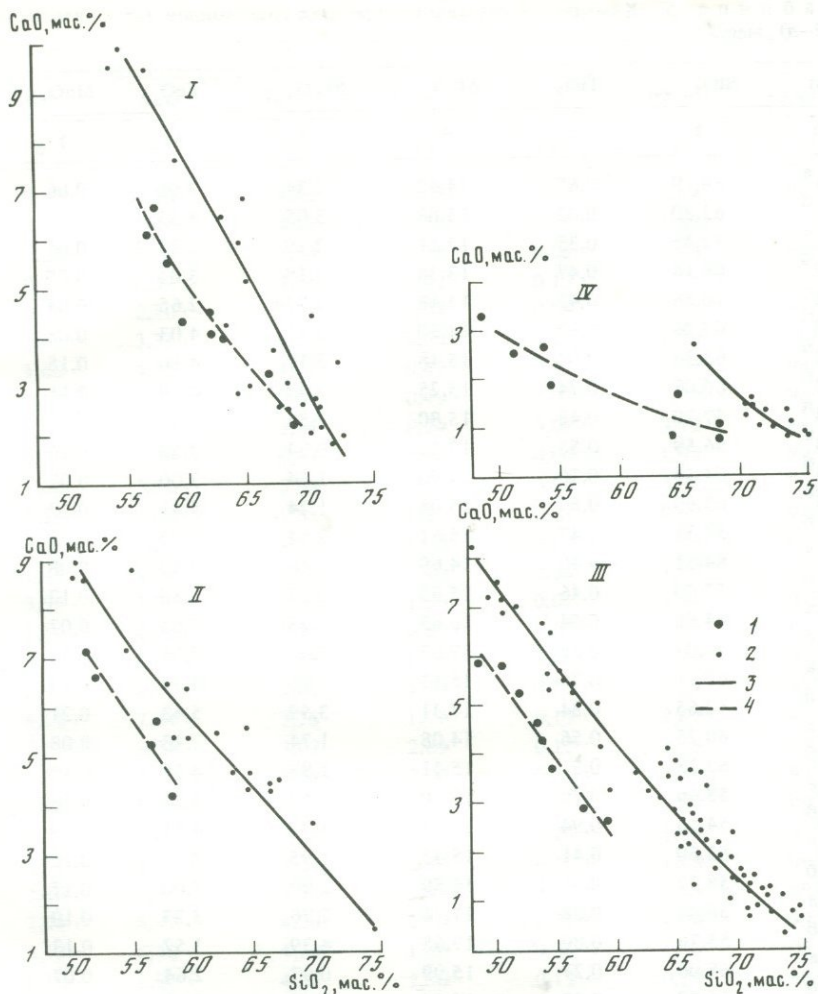


Рис. 24: Диаграммы CaO—SiO₂ для гранитоидов (I) и содержащихся в них автолитов (2), 3 — тренды интрузивных пород, 4 — тренды автолитов I—IV — серии: I — северо-хабарнинская габбро-плагиигранитная [88], II — рефтинская габбро-диорит-плагиигранодиоритовая [88], III — увильдинская монцодиорит-гранитная, IV — ольховская адамеллит-гранитная

Следует обратить внимание еще на одну важную особенность химического состава автолитов. Как правило, содержание летучих компонентов (фтора и фосфора) в них в несколько раз выше, чем во вмещающих гранитоидах (см. рис. 22), и превосходит содержание этих элементов в соответствующих по кремнекислотности фазовых подразделениях серии.

С этой закономерностью согласуется и распределение фтора в апатите, включенном в разные породообразующие минералы автолитов. В гранитоидах выделяются две группы апатита, различающиеся содержанием фтора. В плагиоклазе и роговой обманке, т.е. в минералах первого этапа кристал-

Т а б л и ц а 5. Химические составы вмещающих гранитоидов (а) и автолитов (б-д), мас.%

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	2	3	4	5	6	7
1 ^а	68,79	0,65	14,42	2,34	3,06	0,06
1 ^б	62,30	0,82	15,08	3,05	4,53	0,11
2 ^а	72,45	0,35	12,51	2,29	2,93	0,05
2 ^б	64,14	0,47	13,36	4,18	3,01	0,05
3 ^а	70,86	0,43	13,48	1,77	2,65	0,04
3 ^б	67,26	0,82	14,30	2,31	4,03	0,08
3 ^в	63,36	0,92	15,48	2,17	4,10	0,15
3 ^г	60,08	0,74	15,25	2,48	4,39	0,11
3 ^д	57,70	0,48	15,80	2,56	5,13	0,11
4 ^а	56,59	0,55	17,25	0,94	7,28	0,16
4 ^б	64,44	0,30	14,90	1,64	3,00	0,07
5 ^а	63,90	0,82	15,05	1,24	5,41	0,12
5 ^б	58,32	1,47	15,61	2,54	6,03	0,22
6 ^а	64,51	0,40	14,69	2,46	3,47	0,08
6 ^б	57,00	0,46	15,93	3,53	5,86	0,12
7 ^а	64,68	0,34	16,45	2,28	2,65	0,07
7 ^б	52,04	0,68	17,02	5,61	5,75	0,34
8 ^а	60,70	0,76	15,13	2,56	4,55	0,13
8 ^б	52,65	0,84	17,31	3,59	5,43	0,21
9 ^а	68,25	0,56	14,08	1,74	2,48	0,08
9 ^б	63,18	0,51	15,41	1,93	4,55	0,13
10 ^а	58,46	0,70	17,10	3,47	3,27	0,16
10 ^б	54,53	0,94	16,95	4,25	4,51	0,19
11 ^а	63,50	0,41	15,45	1,95	3,80	0,10
11 ^б	58,72	0,55	16,59	2,99	5,00	0,17
12 ^а	58,84	0,58	17,71	2,76	3,23	0,10
12 ^б	55,76	0,80	17,65	4,39	3,52	0,13
13 ^а	68,06	0,27	15,99	0,97	2,64	0,07
13 ^б	56,92	0,73	16,66	2,41	5,08	0,18
14 ^а	69,38	0,50	14,50	1,12	1,83	0,05
14 ^б	61,38	0,90	16,64	2,38	3,12	0,07
14 ^в	62,45	0,76	15,97	1,28	3,48	0,07
15 ^а	70,94	0,44	13,70	1,60	2,16	0,08
15 ^б	67,38	0,59	15,89	1,95	0,99	0,08
15 ^в	66,78	0,80	15,16	2,68	1,46	0,13
15 ^г	66,02	0,65	14,96	1,26	1,61	0,17
16 ^а	71,94	0,45	13,80	1,52	1,24	0,08
16 ^б	64,10	0,80	15,29	2,59	1,76	0,20
16 ^в	66,36	0,61	16,00	2,07	1,17	0,08
17 ^а	61,26	0,45	17,01	1,76	4,53	0,11
17 ^б	53,60	0,56	14,93	3,68	6,91	0,26

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
8	9	10	11	12	13	14
0,87	3,10	4,42	0,38	0,13	1,64	99,76
2,33	4,51	4,12	0,38	0,13	1,86	99,22
1,25	1,90	4,94	0,31	0,06	0,48	99,52
0,71	2,37	4,34	0,42	0,13	1,01	99,19
0,70	2,70	5,27	0,34	0,08	—	98,32
0,43	3,31	4,26	0,33	0,24	1,50	98,87
1,69	4,01	4,10	0,42	0,17	1,93	98,50
3,67	4,33	3,90	0,49	0,07	2,87	98,38
4,82	6,63	3,06	0,24	0,05	3,13	99,71
3,05	5,30	6,13	0,74	0,06	1,92	99,97
1,88	5,62	3,80	0,84	0,08	2,95	99,52
1,33	3,07	5,35	1,92	0,31	0,67	99,19
2,21	4,27	4,92	1,88	0,52	1,73	99,72
2,49	4,34	3,43	1,40	0,08	1,90	99,15
3,95	5,79	3,43	1,33	0,07	1,84	99,31
1,84	4,68	3,92	0,84	0,08	2,12	99,95
3,68	6,68	4,88	1,04	0,09	1,52	99,33
2,90	6,10	3,02	1,49	0,15	2,24	99,73
4,13	7,24	3,26	1,77	0,15	2,62	99,20
1,03	3,34	3,02	2,89	0,13	1,45	99,05
1,52	4,54	3,54	2,30	0,16	1,47	99,24
2,62	5,88	3,81	1,92	0,27	1,67	99,33
3,77	6,48	3,78	1,84	0,25	1,85	99,34
1,83	4,54	3,60	2,24	0,12	1,85	99,39
2,40	5,31	3,66	2,49	0,18	1,55	99,61
2,44	5,79	4,20	2,10	0,25	1,58	99,61
3,13	6,40	4,20	1,60	0,26	1,96	99,88
1,13	2,96	4,56	2,38	0,13	0,29	99,45
3,66	6,47	4,50	1,12	0,47	0,94	99,14
1,00	1,73	4,94	3,94	0,13	1,47	100,59
1,48	4,40	5,62	2,73	0,25	1,23	100,25
1,68	3,23	5,24	2,94	0,32	2,73	100,16
0,48	0,67	5,81	3,83	0,06	0,35	100,15
0,53	1,17	6,59	4,10	0,15	0,40	99,62
0,84	1,56	7,41	2,35	0,003	0,64	99,96
0,76	2,45	6,48	3,30	0,24	1,00	99,51
0,24	1,00	5,19	3,63	0,06	0,44	99,65
1,72	2,23	6,59	3,75	0,19	0,40	99,86
0,80	0,94	6,30	4,89	0,16	0,49	99,98
2,23	4,31	3,28	4,08	0,23	0,41	99,60
5,68	7,50	3,34	1,90	0,39	0,75	99,50

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
17 ^В	54,97	0,53	15,18	2,14	5,67	0,25
18 ^а	60,42	0,53	17,00	0,42	5,85	0,14
18 ^б	56,63	0,53	17,51	2,43	5,50	0,18
19 ^а	66,30	0,40	15,40	1,94	2,21	0,08
19 ^б	58,46	0,66	15,10	2,05	8,13	0,13
20 ^а	64,22	0,64	16,27	1,58	4,18	0,10
20 ^б	56,70	1,10	15,42	2,36	6,64	0,26
21 ^а	64,36	0,46	15,37	0,90	5,86	0,10
21 ^б	54,30	0,94	16,76	2,00	7,49	0,22
22 ^а	65,37	0,67	15,62	1,62	3,56	0,12
22 ^б	57,30	0,99	16,42	3,21	5,50	0,27
22 ^В	58,06	1,10	16,72	4,13	3,71	0,18
22 ^Г	60,58	1,07	16,80	3,17	2,78	0,17
22 ^Д	64,65	0,77	16,18	2,06	2,12	0,12
23 ^а	68,70	0,58	14,26	1,57	2,07	0,05
23 ^б	53,36	1,43	16,26	4,21	6,33	0,14
23 ^В	55,60	1,42	16,60	4,22	4,51	0,12
23 ^Г	60,03	1,14	15,57	3,16	2,87	0,10
24 ^а	55,22	1,50	17,08	2,02	5,12	0,08
24 ^б	50,80	2,30	17,60	3,00	5,93	0,06
25 ^а	65,30	0,67	15,50	1,16	2,77	0,05
25 ^б	62,12	0,87	16,35	1,43	3,65	0,07
26 ^а	66,20	0,64	15,76	0,83	2,77	0,06
26 ^б	53,72	1,56	18,60	2,06	5,71	0,11
27 ^а	73,92	0,30	12,89	0,53	2,05	0,02
27 ^б	64,30	0,66	16,17	0,80	3,10	0,05
28 ^а	72,96	0,13	14,42	0,55	0,78	0,04
28 ^б	54,24	1,48	16,06	4,07	5,80	0,47
29 ^а	75,78	0,12	13,17	0,40	0,92	0,05
29 ^б	68,58	0,68	12,90	1,03	5,04	0,19
30 ^а	72,86	0,25	12,85	0,85	1,62	0,05
30 ^б	62,68	1,07	12,82	2,31	7,20	0,12
30 ^В	70,49	0,49	12,02	1,10	4,38	0,05

Примечание. 1-30 - массивы: 1-18 - габбро-гранитоидные [88]: 1-3 - Северо-Хабаринский; 4-7 - Рефтинский; 8, 9 - Тагильский; 10, 11 - Ауэрбаховский; 12, 13 - Верхнеуральский; 14 - Московский; 15, 16 - Карабулакский; 17, 18 - Велиховский; 19-21 - тоналит-гранодиоритовые [73]: 19 - Краснинский; 20, 21 -

8	9	10	11	12	13	14
5,17	7,40	2,87	4,45	0,24	0,79	99,66
2,08	3,54	3,55	4,45	0,27	1,37	99,62
3,21	5,36	3,99	3,19	0,35	0,90	99,78
1,51	3,53	3,90	3,09	0,09	1,64	100,12
2,46	4,81	3,92	1,67	0,16	0,98	99,54
2,12	4,57	2,91	2,37	0,12	-	99,08
4,35	5,82	3,62	2,17	0,18	1,78	100,40
1,75	4,82	3,00	2,61	0,11	0,64	99,98
3,76	5,50	3,55	3,19	0,22	1,22	99,15
1,15	2,31	4,52	3,61	0,25	0,84	99,64
2,94	4,62	4,12	2,50	0,48	1,48	99,83
2,55	4,22	4,84	2,30	0,40	1,46	99,67
2,00	3,45	5,32	2,70	0,55	0,82	99,41
1,09	2,97	4,84	3,36	0,24	0,96	99,36
1,13	2,31	3,80	4,24	0,22	0,56	99,49
4,71	3,20	4,37	3,46	0,61	1,82	99,90
3,56	3,45	5,20	2,68	0,66	2,00	100,02
2,34	3,63	3,80	5,04	1,38	0,55	99,61
4,18	5,37	4,20	3,00	0,86	1,28	99,90
3,92	5,98	4,07	3,07	1,28	1,52	99,53
1,88	2,27	4,08	4,44	0,35	1,10	99,57
2,35	3,22	4,44	3,57	0,51	1,00	99,57
1,91	2,66	3,92	2,90	0,33	0,98	98,99
3,88	4,29	4,00	3,52	1,05	1,37	99,87
0,49	0,90	3,08	5,40	0,13	0,53	100,24
1,89	2,88	4,46	4,14	0,49	0,54	99,47
0,22	0,79	3,90	5,17	0,04	0,49	99,49
4,18	1,90	4,90	3,90	0,70	2,43	100,13
0,18	0,85	3,42	4,80	0,03	0,50	100,22
1,12	0,78	2,40	5,25	0,15	1,39	99,51
0,20	1,06	3,90	5,24	0,01	1,15	100,04
1,75	3,13	3,84	2,90	0,21	1,62	99,65
1,06	1,75	3,84	2,84	0,08	0,89	98,99

Владимирско-Кулевчинский; 22-27 - монцодиорит-гранитные: 22 - Мандал-Гоби (Монголия); 23 - Алтатуингольский (Монголия); 24-27 - Увильдинский; адамеллит-гранитные: 28, 29 - Ольховский; 30 - Бердяушский массив рапакиви [40].

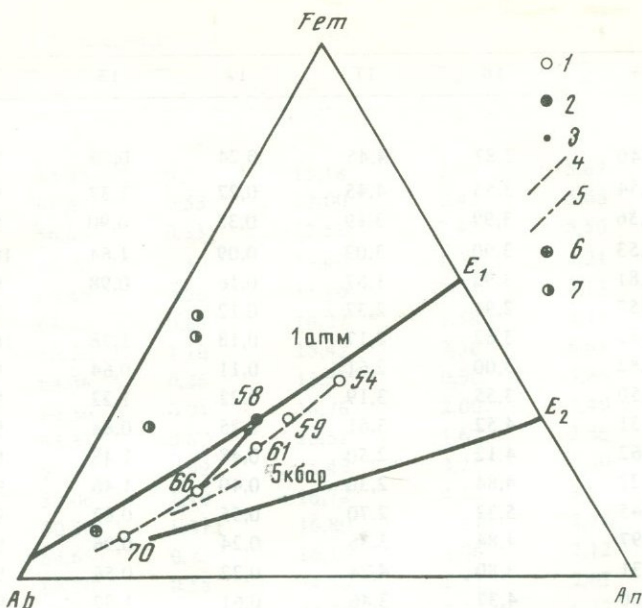


Рис. 25. Диаграмма $Ab-Fem-An$

1 – гранитоиды Краснинского массива (цифры около точек – содержание кремнезема, мас. %); 2 – автолит в гранодиорите-66; 3 – рассчитанный состав продуктов первого этапа кристаллизации в гранодиорите-66; 4 – котектика гранитоидов Краснинского массива; 5 – предполагаемое положение котектики для обогащенного флюидом гранодиоритового расплава; 6, 7 – гранит (7) и автолиты в нем (6) Ольховского адалелит-гранитного массива; E_1 , E_2 – эвтектика диопсид–анортит при 1 атм (E_1) и $P_{H_2O} = 5$ кбар (E_2) [148]

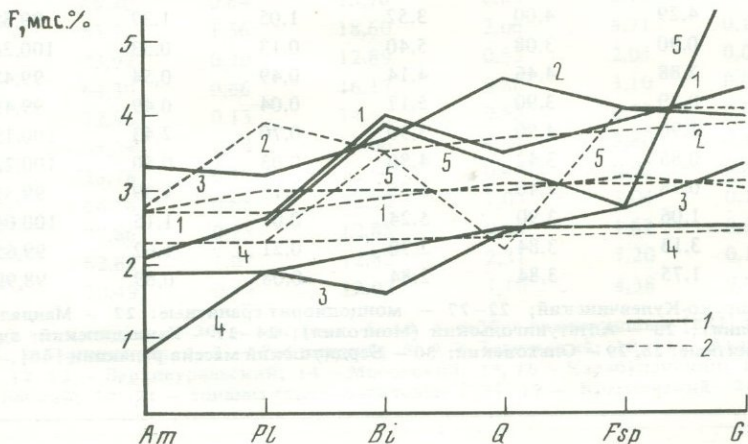


Рис. 26. Содержание фтора в апатите, включенном в породообразующие минералы гранитоидов (1) и автолитов из них (2)

Пары гранитоид–автолит обозначены одним номером: 1 – Рефтинский массив (Урал): плагиогранодиорит и кварцевый диорит (см. табл. 5, ан. 5); 2 – Ямутинзинский массив (Сихотэ-Алинь): гранодиорит и кварцевый диорит; 3, 4 – Койтезекский массив (Памир): гранодиорит и кварцевый диорит; 5 – Увильдинский массив (Урал): сиеногранодиорит и габбро-монзонит (см. табл. 5, ан. 26)

лизации, заключен низкофтористый, а в кварце и К-полевым шпате — высокофтористый апатит (см. главу 1, рис. 3). В автолитах эта общая тенденция выражена слабо. Включения апатита из разных минералов автолитов содержат близкое количество фтора, примерно такое же, как в апатите-узнике из минералов второго этапа кристаллизации вмещающих гранитоидов и К-полевого шпата (рис. 26). Эти данные свидетельствуют о примерно одновременной кристаллизации всех минералов автолитов, а также о том, что автолиты образовались из расплава, обогащенного фтором по сравнению с тем, из которого кристаллизовались окружающие гранитоиды. Последнее подтверждается, в частности, и более высоким содержанием фтора в амфиболе и в биотите из автолитов относительно одноименных минералов вмещающих гранитоидов. Таким образом, обычное более высокое содержание фтора в автолитах (см. рис. 22) связано не только с относительной обогащенностью их фторсодержащими минералами, но и с повышенной концентрацией фтора в самих этих минералах.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АВТОЛИТОВ

Существующие гипотезы происхождения автолитов можно подразделить на две группы. К первой относятся представления, связывающие образование автолитов с процессами, происходящими в магме при ее эволюции. Автолиты рассматриваются как: 1) результат кристаллизации макроэмульсионной смеси расплавов разного состава; 2) ранние продукты дифференциации той же магмы, что и вмещающие гранитоиды, фрагменты ранее закристаллизовавшихся фаз массива или продукты сегрегации ранних кристаллов; 3) фрагменты лампрофировых даек, сформировавшихся до полной кристаллизации массива. Согласно второй группе гипотез, автолиты являются обломками боковых пород или глубинного субстрата, из которого вышплавилась магма. Некоторые исследователи считают автолиты продуктом гранитизации субстрата (библиография по данной проблеме приведена в работе Г.Б. Ферштатера и Н.С. Бородиной (1976)).

Рассмотренные выше геологические и петрологические данные свидетельствуют о том, что автолиты являются неотъемлемыми членами гранитоидных серий и образуются при их эволюции в результате сегрегации ранних продуктов кристаллизации в своеобразные породные агрегаты, образующие четкие включения во вмещающих гранитоидах. В кратком виде эти данные сводятся к следующему.

1. Автолиты распространены только в гранитоидах вулкано-интрузивной группы, а среди них наиболее развиты в массивах пестрого состава, т.е. в тех, которые испытали сильную дифференциацию. Кристаллизационная дифференциация, приводящая к обособлению автолитов, фиксируется следующими фактами: граниты в горизонтах, обогащенных автолитами следствием сегрегации ранних продуктов кристаллизации, имеют более лейкократовый состав по сравнению с теми же породами в участках, где нет скопления автолитов; над включениями наблюдаются "шапки" пород повышенной основности, сложенные осаждающимися на включения кристаллами; в богатых автолитами участках массивов цементирующая их порода часто тоже дифференцируется с отделением более кислого расплава.

2. Состав автолитов не зависит от пород, вмещающих массивы, но коррелирует с составом включающих их гранитоидов.

3. Особенности структуры и вещественного состава автолитов свидетельствуют об их изофациальности с гранитоидами. Кристаллизация автолитов происходила в тех же условиях, что и большей части гранитоидов, слагающих массивы. Более того, судя по геологическим данным (см. рис. 20), автолиты обособляются в магматической камере, где происходит дифференциация магмы.

4. Химический состав автолитов в большинстве случаев соответствует магматическим породам, т.е. подчиняется котектическим закономерностям. Автолиты обладают общими особенностями вещественного состава с вмещающими гранитоидами, а эволюция состава в паре автолит—гранитоид отвечает общей тенденции изменения состава пород данной гомодромной серии. Следовательно, обособление включений является одним из этапов и закономерных следствий того же процесса, который ведет к образованию всей серии, т.е. фракционной кристаллизационной дифференциации.

В то же время автолиты обладают рядом универсальных специфических особенностей состава: пониженным содержанием кальция и повышенным содержанием щелочных металлов, фосфора и фтора по сравнению с такими же по кремнекислотности интрузивными породами данной серии. Эти особенности обусловлены механизмом обособления автолитов. В том случае если гомодромная серия интрузивных пород образована последовательно отфракционированными расплавами, то автолиты — это продукты сегрегации фаз, находящихся в равновесии с расплавом, более кислым, чем сам автолит.

Повышенное содержание летучих компонентов и особенности распределения фтора в апатите (см. рис. 26) свидетельствуют о том, что автолиты обособляются в тех участках расплава, которые обогащены летучими. Можно предполагать, что в случае неравномерного распределения летучих в обогащенных ими участках кристаллизация водных фемических силикатов будет начинаться раньше, чем в окружающем пространстве, что и приведет к повышенной меланократовости автолитов.

Рассмотрим это на примере тоналит-гранодиорит-гранитной серии уже упоминавшегося Краснинского массива. Фигуративные точки пород этого массива на диаграмме $Ab-Fem-An$ (см. рис. 25) располагаются параллельно котектическим линиям между сухой котектикой при 1 атм и водной при 5 кбар. Химический состав пары автолит—гранодиорит из Краснинского массива приведен в табл. 5 (ан. 19). Автолит отличается повышенным содержанием фемических минералов по сравнению с вариационной линией интрузивных пород массива и содержит более кислый плагиоклаз по сравнению с интрузивными породами той же кремнекислотности, что, как уже отмечалось, вообще характерно для автолитов.

Если в каком-то участке гранодиоритового расплава возрастет содержание летучих, то это должно приводить к изменению положения котектической линии, и она примет положение, примерно показанное штрихпунктирной линией. Расплав попадет в поле первичной кристаллизации фемических минералов; таким образом, в этом участке создадутся условия для образования автолита. Поскольку автолиты всегда содержат фемические минералы с гидроксильной группой и обогащены апатитом, то их

обособление должно выравнивать содержание воды, фтора и фосфора в расплаве, а сам этот участок, концентрирующий кристаллическую фазу, оформится в виде эллипсоидального включения—автолита. Поэтому становится понятен смысл близости состава автолита к рассчитанному составу продуктов раннего этапа кристаллизации пород, о чем говорилось выше.

Таким образом, приведенные материалы свидетельствуют о том, что большая часть автолитов образуется в результате кристаллизационной дифференциации более кислых по сравнению с самим автолитом магм, и они представляют собой своеобразные внутрикамерные агрегаты кумулятов, сцементированные остаточным расплавом. Распределение автолитов в массиве фиксирует неоднородность в содержании летучих в расплаве. Поскольку автолиты отмечаются в разных фазовых подразделениях массива, то они несут ценную информацию о ходе кристаллизации на разных стадиях эволюции, и в связи с этим заслуживают особого внимания при изучении интрузивных массивов.

Автолиты рассмотренного генезиса представляют собой важную, но не единственную разновидность включений, возникших в процессе саморазвития магматической серии. За рамками рассмотрения остались включения ранних фаз становления интрузии в поздних фазовых подразделениях и блоки дезинтегрированных инъекций в не закристаллизованный полностью расплав, поскольку их выделение обычно не связано с особыми трудностями.

В гранитах и реже в адалеллитах и гранодиоритах наблюдаются также включения, резко обогащенные биотитом, которые при петрологических исследованиях описываются как шпирь. Действительно, такие автолиты (см. табл. 5, ан. 286) сильно отличаются по химическому составу от включающих гранитов, но обладают четко выраженными специфическими "автолитовыми" особенностями состава, на которые мы уже обращали внимание: обедненностью кальцием (см. рис. 24) и обогащенностью фосфором и фтором. Такие шпирь-автолиты, кроме того, вследствие своей меланократовости резко обеднены стронцием по сравнению не только с аналогичными по основности породами интрузивной серии, но и с вмещающим гранитом. Они являются продуктами не котектического фракционирования, а механического обогащения фемическими минералами. На примере Ольховского массива (Южный Урал) положение гранитов и шпировидных автолитов из них в системе $Ab-Fem-An$ показано на рис. 25. От истинных автолитов котектической природы они легко отличаются по особенностям вещественного состава, и мы не будем подробно на них останавливаться.

Часть II

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ КОТЕКТИЧЕСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Глава 4

ГРАНИТЫ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ. ГРАНИТНЫЙ РЯД

Успехи геологических, экспериментальных и петрологических исследований последних десятилетий позволяют определить гранит как магматическую горную породу, завершающую эволюцию закономерных гомодромных интрузивных серий и отвечающую по составу котектике кварца с полевым шпатом переменного состава и фемическими минералами. Геологическая и петрологическая части этого определения нуждаются в некоторых пояснениях.

Гранит является наиболее низкотемпературной из всех обычных силикатных горных пород. В то же время он всегда завершает формирование гомодромных интрузивных серий различного типа. Это означает, что рост кремнекислотности и связанные с этим другие закономерные изменения состава в пространственно совмещенной серии пород обязаны регрессивному процессу, а сам гранит в этом случае является продуктом гомодромной эволюции более основных по составу магм. С другой стороны, при селективном плавлении сиалического субстрата гранитный расплав возникает на ранней стадии этого процесса и отделение такого расплава дает существенно гранитные комплексы. Эти две разные геологические позиции гранита, связанные с его низкотемпературной природой, достаточно четко фиксируются при формационном анализе.

Принадлежность гранитов к кварц-полевошпатовой котектике обуславливает их вариации, связанные с переменным составом полевого шпата. Замечательная особенность этой котектики состоит в том, что содержание кварца в ней в изобарических условиях увеличивается с ростом количества анортита и слабо зависит от соотношения альбитового и ортоклазового компонентов. Экспериментально установленная зависимость содержания кварца от количества анортита в остаточной гранитной системе прекрасно подтверждается реальными составами гранитов, которые образуют моновариантный ряд от наиболее богатых кварцем известковистых плагиогранитов до обедненных этим минералом калий-натриевых и калиевых гранитов [87]. Этот гранитный ряд представлен на рис. 27. Предельно известковистыми являются бескальиевые плагиограниты из некоторых офиолитовых комплексов или раннегеосинклинальных габбро-гранитоидных серий [88]. Плагиоклаз в них имеет состав An_{50-30} , анортитовое число $An/(An + Ab + Or)$ варьирует в пределах от 0,5 до 0,3–0,25, а кварц-щелочнополевошпатовое отношение $Q/(Q + Ab + Or) \geq 0,5$.

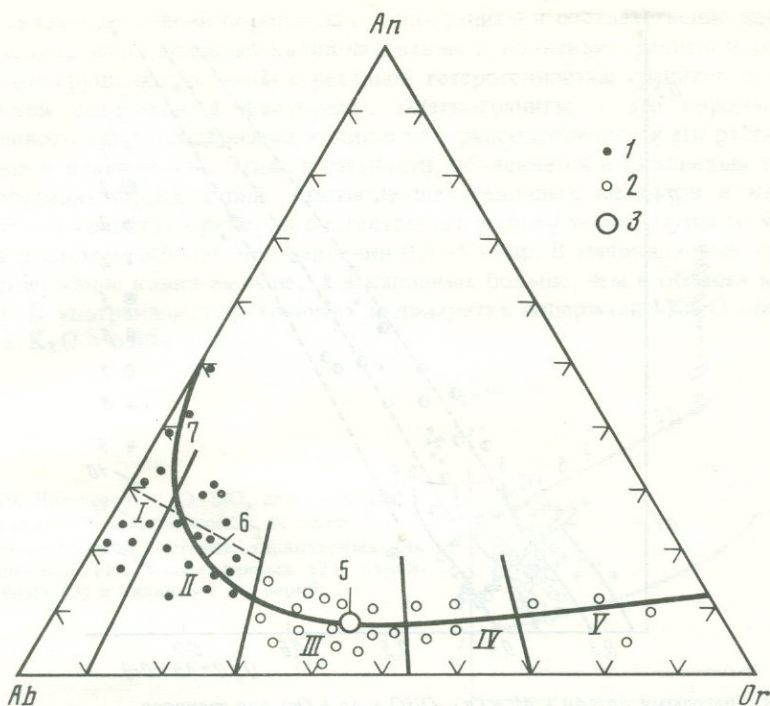


Рис. 27. Диаграмма $Ab-An-Or$ для магматических пород с содержанием $SiO_2 > 71\%$

1 — плагиограниты и трондjemиты, 2 — граниты, 3 — средний состав маловодного гранита [73]; арабскими цифрами обозначены средние содержания фермических минералов (в мас. %); римскими — поля плагиогранитов (I), малокалиевых гранитов или трондjemитов (II), калий-натриевых (III), калиевых (IV) и ультракалиевых (V) гранитов

Большая часть гранитов, как показано О. Таттлом и Н. Боуэном [144], по соотношению калия и натрия отвечает минимуму системы кварц—альбит—ортоклаз, а по известковистости значительно уступает плагиогранитам; для них характерны An_{20-15} , $An/(An + Ab + Or) = 0,02-0,1$ и $Q/(Q + Ab + Or) = 0,30-0,42$ (рис. 28). Так называемые малокалиевые граниты по всем отмеченным выше параметрам являются промежуточными между плагиогранитами и нормальными калий-натриевыми. Полный гранитный ряд завершают ультракалиевые граниты, которые отвечают эвтектике кварц—ортоклаз—известковый плагиоклаз и найдены только на Луне [146]. В земных условиях подобные породы представлены липаритами, которые в большинстве случаев образуют маломощные жилы [6, 80].

Ряд гранитных составов является непрерывным. В соответствии с котектической природой этого ряда в нем строго коррелируют такие важные петрохимические параметры, как нормативные количества Q , Ab , Or и An (см. рис. 27 и 28). В малоизвестковистой части этот ряд близко отвечает котектике $Q-Ab-An-Or$, а в известковистой практически совпадает с котектикой $Q-Ab-An$ (см. рис. 28). В непрерывном гранитном ряду, помимо главного максимума составов, которому соответствуют наиболее распространенные калий-натриевые граниты, обособляется еще несколько

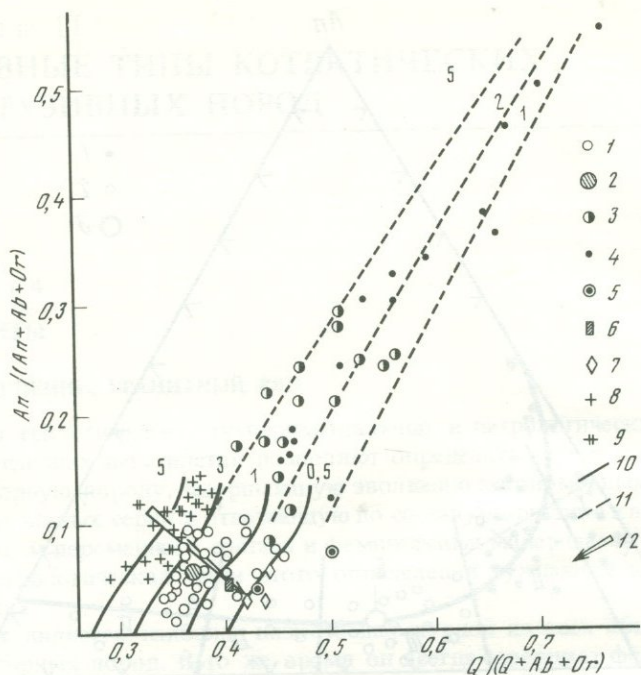


Рис. 28. Диаграмма $An/(An + Ab + Or) - Q/(Q + Ab + Or)$ для гранитов

1-5 - граниты вулкано-интрузивной группы: 1 - калий-натриевые, 2 - средний состав (см. табл. 8), 3 - малокалиевые, 4 - плагиограниты, 5 - ультракалиевый лунный гранит [146] и липарит [6]; 6 - средний состав интерстициального микроpegматита калий-натриевых гранитов; 7 - средние составы типичных липаритов Приморья [6]; 8, 9 - плутонические водные граниты: 8 - представительные составы гранитов Кочкарского района (Южный Урал), 9 - средние составы по отдельным массивам и комплексам; 10, 11 - изобары котектических минимумов в системах $Q-Or-Ab-An-H_2O$ (10) и $Q-Ab-An-H_2O$ (11); 12 - генеральный тренд гранитных составов, обусловленный вариациями давления воды; цифры около изобар - P_{H_2O} .

сгущений фигуративных точек, что позволяет на основе K/Na - (или Or/Ab -) отношения выделить группы гранитов.

Необходимо отметить, что именно соотношение щелочных металлов издавна кладется в основу классификации как собственно гранитов, так и серий, в которые они входят [32]. Действительно, во многих случаях этот петрохимический параметр коррелирует с положением серий в возрастном ряду магматических формаций, их приуроченностью к определенной стадии развития подвижного пояса и тектонической зоне, а также с металлогенической специализацией. В том случае, когда граниты представляют собой первичную магму, образованную при достаточно высокой степени плавления сиалического субстрата, соотношение калия и натрия в них определяется его составом. В гранитах - продуктах кристаллизации остаточного расплава величина K/Na -отношения обусловлена составом и особенностями эволюции более основной исходной магмы.

На рис. 29 показаны границы, разделяющие по содержанию калия грани-

ты и связанные с ними породы на плагиограниты и соответственно натриевые серии, малокалиевые, калий-натриевые и калиевые граниты и серии. Границы групп согласованы с реальной гетерогенностью гранитов и определяются следующими факторами. Плагиограниты — это породы без К-полевого шпата, содержание калия в которых определяется его растворимостью в плагиоклазе. Этим, в частности, объясняется изокалиевый тренд плагиогранитоидных серий. Соотношение щелочных металлов в калий-натриевых гранитах примерно соответствует составу температурного минимума в системе $Ab-Or$ при давлении 0,5–5 кбар. В малокалиевых гранитах содержание калия меньше, а в калиевых больше, чем в области минимума. В ультракалиевых гранитах и липаритах содержание Na_2O обычно ≤ 1 , а $K_2O > 6,5\%$.

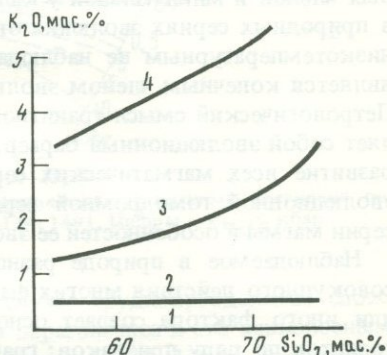


Рис. 29. Диаграмма K_2O-SiO_2 для классификации гранитов и включающих их серий

1–4 — области составов, характерных для бескалиевых (1), малокалиевых (2), калий-натриевых (3) и калиевых (4) серий

Малокалиевые граниты и связанные с ними малокалиевые адамеллиты могут быть определены как трондьемиты, калий-натриевые — как собственно граниты, а калиевые разности целесообразно называть калиевыми гранитами.

Состав темноцветных минералов и содержание фемических компонентов в гранитах также коррелируют с другими особенностями их состава. Из эмпирических закономерностей следует отметить, что в изобарических условиях с понижением температуры (т.е. с уменьшением количества аноритовой составляющей) суммарное количество фемических компонентов падает: в плагиограните содержание MgO' составляет 1,6–2%, а в граните 1,2–1,5%. Набор фемических минералов обнаруживает сложную зависимость от состава гранита: в плагиогранитах и щелочных гранитах присутствует в основном роговая обманка (в последних субщелочная или щелочная), а во всех других — биотит. Появление мусковита, граната, кордиерита, гиперстена, фаялита и магнетита определяется не положением в гранитном ряду, а независимыми особенностями состава: железистостью, глиноземистостью и содержанием воды. Изменение суммарного содержания фемических минералов в гранитном ряду, показанное на рис. 27, служит доказательством принадлежности гранитов к более сложной котектике, чем кварц-полевошпатовая, что и отражено в определении, приведенном в начале этого раздела. Однако уровень экспериментальной изученности гранитной системы не позволяет в настоящее время столь же строго проанализировать взаимосвязи фемических компонентов с силикатными, как это

сделано в отношении последних. Из наблюдения над природными объектами вытекает, что тип фемических минералов (биотит или амфибол) и особенности их состава (железистость, глиноземистость и т.д.) не оказывают заметного влияния на содержание этих минералов в гранитной котектике и на соотношение ее главных компонентов — кварца и полевого шпата. В тех редких случаях, когда единственным фемическим минералом является магнетит или фаялит, которые содержат заметно больше FeO' , чем биотит или амфибол, их количество при том же химическом составе заметно меньше. Такие граниты обычно макроскопически определяются как лейкократовые.

Гранитный ряд объединяет породы с разной температурой кристаллизации — более высокой у конечных известково-натриевых и высококальциевых членов и минимальной у калий-натриевых гранитов. Несмотря на это, в природных сериях эволюция от более высокотемпературных гранитов к низкотемпературным не наблюдается, и каждая порода гранитного ряда является конечным членом эволюции определенной магматической серии. Петрологический смысл гранитного ряда в том и состоит, что он представляет собой эволюционный барьер, в разных участках которого завершается развитие всех магматических серий. Состав гранита — последнего члена эволюционной гомодромной серии — зависит от состава исходной для серии магмы и особенностей ее эволюции.

Наблюдаемое в природе разнообразие гранитов является результатом совокупного действия многих факторов. Более полный учет влияния того или иного фактора создает основу для многочисленных классификаций гранитов по ряду признаков: граниты субсолвуса и гиперсолвуса [144], водные и маловодные [73, 87], *S*- и *I*-граниты [103], граниты разных геохимических [68] и петрохимических [32] типов и т.д.

Остается только заметить, что наличие моновариантного гранитного ряда накладывает определенные ограничения на возможные вариации состава гранитов. На любых классификационных диаграммах поля гранитных составов локализируются в узкой полосе вдоль котектики. Значительные отклонения от нее являются следствием либо вторичных изменений, либо контаминации. Например, альбитовые граниты — это всегда продукты постмагматической альбитизации гранитов любого состава, поэтому первичные граниты отсутствуют в альбитовом углу диаграмм *Ab-An-Or* (см. рис. 27).

ОЦЕНКА ДАВЛЕНИЯ ПРИ ГЕНЕРАЦИИ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТНОЙ МАГМЫ

В рассмотренном гранитном ряду кварц-щелочнополевошпатовое отношение в соответствии с котектической природой гранитов коррелирует с их известковистостью (анортитовым числом). В то же время содержание кварца в гранитной котектике определяется и рядом независимых факторов, из которых наибольшее значение имеют общее (литостатическое) давление и давление воды.

Давление воды. Для оценки давления воды при формировании магматических пород используют особенности либо валового состава, обусловленные влиянием давления на состав котектик, либо состава порообраз-

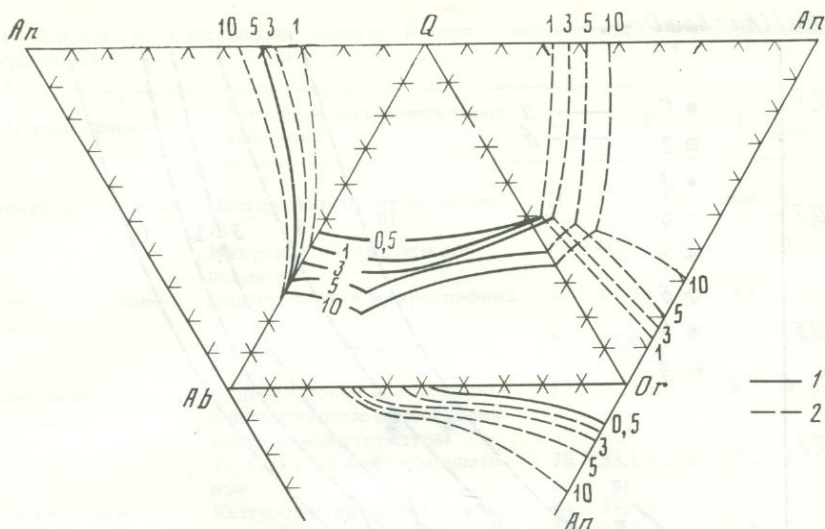


Рис. 30. Развертка тетраэдра системы $Q-Or-Ab-An-H_2O$

1 — экспериментальные данные, 2 — экстраполяция. Диаграмма построена по экспериментальным данным [59, 126, 130, 141, 144, 149]. Цифры — P_{H_2O} , кбар

зующих минералов [56]. В последнем случае труднопреодолимы сложности, вызванные отжигом минерального парагенезиса и его равновесным преобразованием на постмагматической стадии [73]. Более перспективным представляется первый путь, но и здесь есть свои трудности, связанные с процессом фракционирования и частым отклонением состава даже таких предельных магматических пород, как граниты, от котектического. Кроме того, на состав котектик влияет, хотя и в меньшей мере, общее давление и оценить вклад того и другого давления в наблюдаемый состав породы обычно трудно. Поэтому исследователь неизбежно сталкивается с задачей строгого отбора пород, пригодных для определения давления воды. Многолетний опыт убеждает нас в том, что наиболее корректным способом является изучение состава закономерных кварц-полевошпатовых сростаний, лучше всего отвечающих условию $P_{H_2O} = P_{общ}$ в системе $Q-Ab-Or-An-H_2O$, в которой составы эвтектических точек и минимумов заметно зависят от давления воды. Для иллюстрации этих зависимостей на рис. 30 приведены результаты экспериментального изучения этой системы и ее крайних сечений при контролируемом давлении воды. Положение эвтектических точек и минимумов в двойных системах большей частью определено экспериментально, а штриховыми линиями показаны котектики, полученные путем экстраполяции.

Как следует из экспериментальных данных, наибольшие вариации в зависимости от давления воды (и общего давления) обнаруживают нормативные содержания кварца и анортита в жидкости, равновесной с плагиоклазом, щелочным полевым шпатом (или альбитом и К-полевым шпатом при $P_{H_2O} > 4$ кбар) и кварцем. В изобарических условиях эти величины связаны между собой прямой зависимостью (т.е. с увеличением

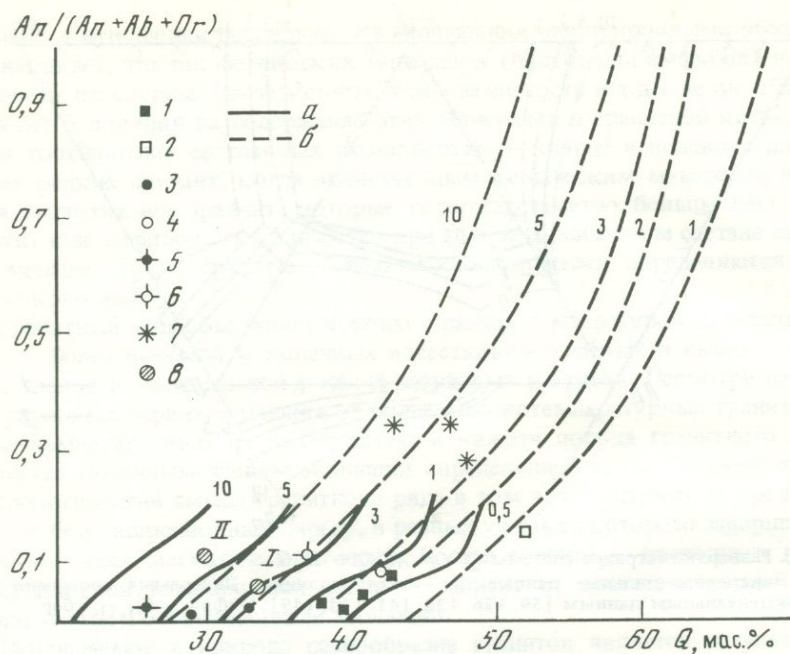


Рис. 31. Диаграмма $An/(An + Ab + Or) - Q$ для определения P_{H_2O} при кристаллизации кварц-полевошпатовых сростаний; a - изобары минимума в системе $Q-Or-Ab-H_2O$, $б$ - в системе $Q-Ab-An-H_2O$ (цифры - P_{H_2O} , кбар)

1, 2 - микропегматитовый базис в габбиссальных гранитах: 1 - микропертитовый, 2 - плагиоклазовый; 3, 4 - габбиссальные графические пегматиты: 3 - К-полевошпатовые, 4 - плагиоклазовые; 5, 6 - абиссальные письменные граниты: 5 - К-полевошпатовые, 6 - плагиоклазовые; 7 - графические кварц-плагиоклазовые пегматиты из анортозит-плагиогранитных серий Платиноносного пояса, Урал; 8 - средние составы маловодного (I) и водного (II) гранита; анализы сростаний приведены в [73, 88].

известковистости повышается содержание кварца), а с увеличением давления жидкость обедняется кварцем и обогащается анортозитовым компонентом. Одновременно растет и Ab/Or -отношение.

Количественно эти зависимости показаны на рис. 31, где проведены изобары состава жидкости, находящейся в равновесии с кварцем, плагиоклазом и К-полевым шпатом, т.е. отвечающей минимуму в системе $Q-Ab-An-Or-H_2O$ (сплошные линии) и минимуму в кварц-плагиоклазовой системе $Q-Ab-An-H_2O$ (штриховые линии). Экспериментальные данные имеются для изобар 1 и 2 кбар в системе с К-полевым шпатом [126] и для изобар 2, 4 и 5 кбар в кварц-плагиоклазовой системе [120, 149]. Остальные изобары проведены путем экстраполяции с учетом данных, показанных на рис. 30. Эта диаграмма в дальнейшем используется для определения давления воды при кристаллизации кварц-полевошпатовых сростаний и приближенной оценки общего давления при обособлении гранитной магмы. Механизм образования магмы (частичное плавление или дифференциация) в данном случае не обсуждается.

Т а б л и ц а 6. Содержание кварца в разных типах кварц-полевошпатовых сростаний

Порода, фация	Тип кварц-полевошпатовых сростаний	<i>n</i>	\bar{X}	<i>V</i>	P_{H_2O} , кбар
Гранитоиды гиабиссальные	Олигоклазовый микропегматит	20	52,0 ± 1,0	4,0	1
	Микропертитовый микропегматит	61	40,1 ± 0,5	4,7	0,5–1
Пегматиты гиабиссальные	Олигоклазовая микрографика	10	44,8 ± 0,9	3,1	1,5
	Микропертитовая микрографика	31	35,4 ± 1,1	8,3	1,5
Гранитоиды мезоабиссальные	Олигоклазовые аплитовидные и пегматоидные обособления графической структуры	12	42,2 ± 0,9	8,1	3–4
	То же, кварц-К-полевошпатовые	28	33,1 ± 1,6	8,2	3
Пегматиты мезоабиссальные	Кварц-олигоклазовая графика	14	38,5 ± 1,0	5,2	4
	Кварц-К-полевошпатовая графика	25	30,5 ± 1,3	7,8	4
Пегматиты абиссальные (письменные граниты)	Олигоклазовые	26	37,5 ± 1,0	6,6	6
	Микроклиновые	51	25,8 ± 0,7	9,5	6

П р и м е ч а н и е. *n* — число определений, \bar{X} — среднее содержание, *V* — коэффициент вариации.

Графические кварц-полевошпатовые сростания встречаются в виде микропегматитового базиса гранитоидов гиабиссальной и реже мезоабиссальной фаций, а также образуют внешние зоны пегматитовых тел и самостоятельные жилы. Большой в основном оригинальный фактический материал, полученный в результате подсчетов количества кварца в шлифах и полированных образцах, показал, что существуют кварц-полевошпатовые сростания с разными полевыми шпатами, содержание кварца в которых строго коррелирует с фациальными условиями формирования гранитоидов, определенными по другим признакам (табл. 6).

Кварц-полевошпатовые сростания представляют собой продукты кристаллизации остаточного расплава. В гранитоидах и тем более в пегматитах они образуются в условиях, когда $P_{\text{общ}} \approx P_{H_2O}$.

Микропегматитовый базис наблюдается в основном в гранитоидах гиабиссальной фации и является результатом быстрого охлаждения расплава. Поэтому микропегматитовые гранитоиды развиты преимущественно в краевых частях массивов. В изофациальных породах состав микропегматитового базиса не зависит от основности гранитоидов: в тоналитах, гранодиоритах, адамеллитах и гранитах из одной серии он одинаков (рис. 32). Этот важный факт, в частности, указывает на то, что все породы, слагающие данный массив, заканчивают кристаллизацию на одном и том же гипсометрическом уровне, отвечающем глубине становления массива, тогда как глубина обособления разных по составу магм, родоначальных для этих пород, может быть различна.

В мезоабиссальной фации гранитоиды микропегматитовой структуры редки. Графические сростания обычно более крупные, чем в гипабиссальных породах, отмечаются только в гранитах, т.е. породах, наиболее близких по составу к остаточному расплаву, и обособляются в них в виде пегматоидных и аплитовидных участков. Такие участки представляют собой продукты кристаллизации расплава, остаточного уже по отношению к гранитам. В абиссальных гранитах графические структуры магматического происхождения не встречаются.

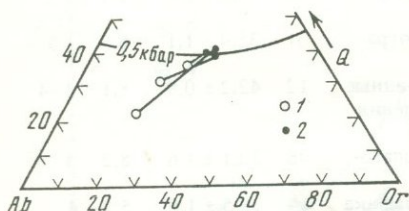


Рис. 32. Составы тоналита, гранодиорита, адамеллита (1) и микропегматитового базиса из них (2) в системе $Q-Ab-Or$ (Касельский массив, Южный Урал)

Графические структуры в аплит-пегматитовых жилах и обособлениях отмечаются во всех фациях глубинности пегматитов и имеют эвтектическую природу. Графические зоны разноглубинных пегматитов, однако, заметно различаются по содержанию кварца [73], что связано с неодинаковым давлением воды при их формировании.

В каждой фациальной группе выделяются кварц-щелочнополевошпатовые и кварц-плаггиоклазовые графические сростания, которые в полном соответствии с экспериментальными данными резко различаются по содержанию кварца. Кварц-плаггиоклазовая графика обогащена кварцем по сравнению с изофациальной кварц-щелочнополевошпатовой. Эта зависимость выдерживается очень строго. Она наглядно проявлена в кварц-микроклин-плаггиоклазовых графических пегматитах, которые состоят из крупных кристаллов плаггиоклаза и микроклина, проросших кварцевыми ихтиоглиптами. В них установлено систематическое различие в содержании кварца (в мас. %) в сростаниях с тем и другим полевым шпатом (подсчет Т.А. Осиповой):

№ образца	Fsp	Pl	Номер плаггиоклаза	Давление воды, кбар
Дж-501*	28	38	10	5
Дж-522	33	41	10	3
Мз-99	30	40	10	4
Ил-149	32	40	8	3
ВК-16	36	48	12	1

* Дж — Джабык-Карагайский, Мз — Мурзинский, Ил — Увильдинский, ВК — Владмирско-Кулевчинский массивы (Урал).

Одинаковые значения давления воды, определенные по содержанию кварца в сростаниях с микроклином и плаггиоклазом из одной и той же породы, свидетельствуют о согласованности изобар для систем $Q-Or-Ab-An-H_2O$ и $Q-Ab-An-H_2O$ (см. рис. 31).

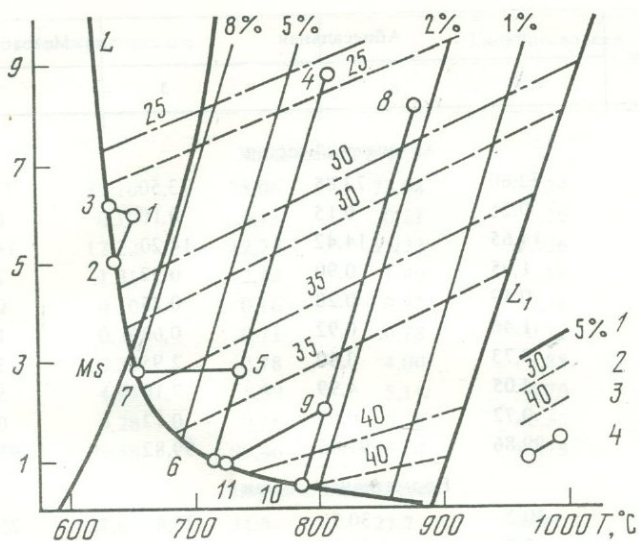
$P, \text{кбар}$ 

Рис. 33. P-T-диаграмма для тройного минимума гранитной системы (по экспериментальным данным [59, 123, 126, 130, 144])

L — водный ликвидус, L_1 — сухой ликвидус, 1 — содержание воды в расплаве, мас.%, 2 — содержание кварца в тройном минимуме системы $Q-Or-Ab$, мас.%, 3 — содержание кварца в расплавах-минимум системы $Q-Or-Ab-An$ при $An/(An + Or + Ab) = 0,05$, мас.%, Ms — кривая устойчивости мусковита в мусковитовом граните; 4 — главные типы эволюции гранитов в глубинных, мезоабиссальных и гипабиссальных условиях; цифры около кружков — номера анализов в табл. 7; остальные пояснения — в тексте

Общее давление. Для оценки общего давления при формировании гранитов нужны данные о его влиянии на состав гранитной эвтектики. К сожалению, такие данные весьма скудны [61] и недостаточно точны, однако они свидетельствуют об однонаправленном действии давления воды и общего давления. Влияние $P_{\text{общ}}$ слабее сказывается на составе эвтектики, в частности на содержании в ней кварца, чем P_{H_2O} . На рис. 33 с учетом всех имеющихся экспериментальных данных показана зависимость содержания нормативного кварца в расплавах-минимум систем $Q-Or-Ab-H_2O$ и $Q-Or-Ab-An-H_2O$ при $An/(An + Ab + Or) = 0,05$ от общего давления и давления воды. Совместное использование диаграмм рис. 31 и 33 позволяет приблизительно оценить влияние того и другого вида давления. Приведем ряд примеров.

Рассмотрим условия кристаллизации гранитного расплава на трех разных уровнях: в гипабиссальной, мезоабиссальной и абиссальной фациях. Из эталонных для каждой фации массивов проанализирован ряд пород, в котором каждая последующая порода образуется в результате эволюции предыдущей: 1) граниты, отвечающие главной фазе внедрения;

Т а б л и ц а 7. Составы типичных пород возрастного ряда гранит-аплитовидный гранит-пегматит из массивов разных фаций глубинности (Южный Урал), мас. %

Компоненты	Абиссальная			Мезоабиссальная
	1	2	3	4
Химический состав				
SiO ₂	72,60	73,85	73,50	72,00
TiO ₂	0,21	0,15	0,10	0,35
Al ₂ O ₃	14,65	14,42	14,20	14,06
FeO	1,95	0,90	0,92	2,00
MgO	0,49	0,28	0,25	0,41
CaO	1,46	0,92	0,68	1,25
Na ₂ O	3,73	3,60	2,95	3,80
K ₂ O	4,05	4,99	7,10	5,31
П.п.п.	0,72	0,69	0,12	0,78
Сумма	99,86	99,80	99,82	99,96
Нормативный состав				
<i>Q</i>	30,2	30,7	26,8	25,6
<i>Or</i>	23,9	25,9	41,5	31,2
<i>Ab</i>	31,5	30,4	25,8	32,0
<i>An</i>	7,2	4,5	3,2	6,1
<i>Hu</i>	3,0	1,6	1,6	2,9
<i>En</i>	1,2	0,7	0,6	1,0
<i>C(Wo)</i>	1,4	1,4	0,4	—
Сумма	98,4	98,5	99,9	98,8

П р и м е ч а н и е. 1-3 - Джабык-Карагайский массив: 1 - порфировидный гранит главной фазы, 2 - аплитовидный гранит, 3 - пегматит графической структуры; 4-7 - Султаевский массив: 4 - порфировидный адамеллит главной фазы, 5 - мелкозернистый гранит, 6 - микропегматитовое обособление в мелкозернистом граните,

2) аплитовидные граниты, образующие небольшие тела и жилы в гранитах главной фазы и 3) аплит-пегматитовые жилы (табл. 7).

Гипабиссальный Кара-Булакский массив магнитогорского комплекса залегает среди комагматических вулканитов базальт-риолитового состава и сложен породами гомодромного ряда габбро-кварцевый сиенито-диорит-сиеногранодиорит-гранит [88]. Граниты в нем образуют довольно крупные тела, среди них выделяются две главные разновидности: мелкозернистые микропегматитовые биотит-роговообманковые граниты главной собственной гранитной фазы внедрения (см. табл. 7, ан. 8) и прорывающие их биотитовые аплитовидные граниты (ан. 9). Кристаллизация гранитов (8) и (9) завершается обособлением микропегматитового базиса, количество которого возрастает от гранита к аплитовидному граниту. Его состав (см. табл. 7, ан. 10) свидетельствует о том, что кристаллизация гранитов завершилась при $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ кбар (см. рис. 31) и температуре 790 °С (см. рис. 33, точка 10).

Мезобиссальная			Гипабиссальная		
5	6	7	8	9	10
Химический состав					
75,60	77,10	75,06	73,98	76,24	80,10
0,16	0,10	0,15	0,21	0,10	—
12,20	12,22	12,23	13,33	12,36	11,10
1,94	1,31	2,42	1,80	1,18	0,20
0,30	0,10	0,16	0,22	0,20	Сл.
0,80	0,29	0,71	0,78	0,72	0,40
2,81	3,23	2,78	4,00	3,88	2,40
5,10	4,95	5,39	5,14	4,70	5,60
0,60	0,28	0,56	0,18	0,50	—
99,51	99,58	99,46	99,64	99,78	99,84
Нормативный состав					
36,8	37,6	34,8	27,7	38,9	41,0
30,1	30,1	31,7	30,6	28,3	34,2
23,6	27,9	23,6	34,1	24,1	22,8
3,9	1,7	3,6	3,7	3,6	2,0
2,7	2,0	4,0	0,8	2,11	—
0,7	0,2	0,4	0,4	—	—
0,7	—	0,5	(0,8)	1,12	—
98,5	99,5	99,5	98,1	98,1	100,0

7 — графический пегматит; 8–10 — Кара-Булакский массив магнитогорского комплекса: 8 — мелкозернистый гранит, 9 — аплитовидный гранит, 10 — микропегматитовый базис в граните, аналогичном 8. Характеристика массивов дана в [73, 88].

Приведенная оценка давления хорошо согласуется с глубиной формирования массива (1,5 км), которая определена на основании реставрации геологического разреза.

Если интрузия гранитной магмы происходила без обмена водой и теплом с окружающими породами, т.е. адиабатически, то в P – T -координатах изменение условий существования расплава изобразится линией, параллельной изолиниям растворимости воды в гранитном расплаве. Все породы, образованные в процессе магматической эволюции, связанной с изменением условий при внедрении, будут расположены на этой линии, которая в рассматриваемом случае должна проходить через точку 10 на кривой водного ликвидуса (см. рис. 33). Судя по содержанию кварца в граните (8), P – T -условия генерации гранитной магмы определяются положением точки 8 на рис. 33 ($P_{\text{общ}} = 8$ кбар, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ кбар, температура 880 °С). Для жильного аплитовидного гранита (точка 9) эти условия соответствуют $P_{\text{общ}} = 2$ кбар, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ кбар и температуре 800 °С.

Хорошо дифференцированные пегматитовые жилы в Кара-Булакском массиве, как и в большинстве других близповерхностных интрузивов, отсутствуют. Однако в аплитовидных гранитах отмечаются небольшие пегматоидные обособления, представляющие собой обогащенный летучими остаточный расплав, который в отличие от микропегматитового базиса отделился от материнской гранитной магмы. По химическому составу и содержанию кварца такие пегматоидные участки очень близки к вмещающему аплитовидному граниту, но так как они заведомо кристаллизовались из насыщенного водой расплава, то условия начала кристаллизации такого расплава определяются точкой 11 на водном ликвидусе, а эволюция аплитовидный гранит-пегматит следует вдоль линии 9-11, в соответствии с изолинией содержания кварца. Следует обратить внимание на повышенное содержание воды при формировании пегматитовых обособлений (11) по сравнению с материнским гранитным расплавом (9) (2,2% и 4% соответственно). Содержанию воды 4% соответствует общее давление 1 кбар, тогда как кристаллизация массива завершилась при $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ кбар. Это избыточное давление, не превышающее прочности окружающих пород, свидетельствует о наличии паровой фазы при кристаллизации пегматоидных обособлений и обусловлено так называемым автоклавным эффектом.

Приведенный анализ условий формирования гранитной части серии пород Кара-Булакского массива свидетельствует о том, что фиксируемые по геологическим данным две фазы внедрения гранитов отвечают интрузии гранитной магмы из разноглубинных магматических очагов (8 и 9) и о последовательном приближении этих очагов к поверхности в процессе формирования массива. Эта закономерность является универсальной и, как будет показано ниже, свойственна не только гранитам, но и более ранним и основным породам этой и других серий (см. главу 8).

Сходный путь эволюции наблюдается в мезоабиссальном Султаевском массиве, который принадлежит к адамеллит-гранитному формационному типу. Массив сложен порфиroidными биотитовыми адамеллитами главной фазы (см. табл. 7, ан. 4), среди которых обособляются небольшие тела более поздних мелкозернистых биотитовых гранитов (5), в свою очередь прорванные малоомощными жилкообразными микропегматитовыми аплитами (6). Вся эта гамма пород рассечена жилами пегматитов (7). Конечные стадии собственно магматической эволюции пород ряда адамеллит-гранит фиксируются микропегматитовыми обособлениями (6), которые, судя по нормативному составу, сформировались при $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар и температуре 720 °С (см. рис. 31 и 33). В соответствии с содержанием кварца в адамеллите и граните магматическая эволюция в P - T -координатах отвечает линии 4-5-6 (см. рис. 33). Адамеллитовая магма (4) начинает кристаллизоваться при $P_{\text{общ}} = 9$ кбар, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар и температуре 810 °С, а гранитная магма — при $P_{\text{общ}} = 3$ кбар, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар и температуре 740 °С. Магматическая эволюция завершается в точке 6.

Содержание кварца в графической зоне пегматитов (35%) свидетельствует о том, что они сформировались при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3$ кбар (см. рис. 31), которое отвечает общему давлению при обособлении гранитной магмы (5), но превышает литостатическое давление на уровне становления массива, рав-

ное 1 кбар. Так же как и в Кара-Булакском массиве, возрастание водного давления при формировании пегматитов, по-видимому, обусловлено автоклавным эффектом. Вследствие бóльшей глубины формирования Султаевского массива по сравнению с Кара-Булакским выше и разница между давлением нагрузки и воды. Тренды 5—6 и 5—7 соответствуют крайним, предельным путям эволюции гранитного расплава в мезоабиссальных условиях и между ними возможны все промежуточные варианты.

Следует обратить внимание на разные уровни генерации и кристаллизации гранитной магмы массивов гип- и мезоабиссальной фаций глубинности. Как будет показано ниже, с этим обстоятельством связана бимодальность гранитных составов вулкано-интрузивной ассоциации. Точки 8 и 4 отвечают условиям обособления в глубинном промежуточном очаге адамеллитовой или адамеллит-гранитной магмы, от которой в менее глубинных очагах отделяется гранитный расплав (5 и 9), заканчивающий кристаллизацию при дальнейшей декомпрессии в водонасыщенных условиях (точки 6 и 10). Эволюция при постоянном давлении приводит к обособлению пегматитового расплава, кристаллизующегося при $P_{H_2O} \geq P_{общ}$ (автоклавный эффект).

Эволюция водной гранитной магмы характеризуется значительно меньшими вариациями давления. Например, в глубинном Джабык-Карагайском массиве [73] генерация магмы гранитов главной фазы (1) происходила при $P_{общ} = 6$ кбар, $P_{H_2O} = 5$ кбар и температуре $660^\circ C$, а ее кристаллизация завершалась обособлением аплитовидных гранитов (2) при $P_{общ} = P_{H_2O} = 5$ кбар и температуре $640^\circ C$. Пегматиты (3) формировались при несколько более высоком давлении воды, чем граниты (см. рис. 33).

Рассмотренные пути эволюции являются типовыми и наглядно иллюстрируют различия между водными и маловодными гранитными магмами. В частности, они показывают, что содержание кварца и известковистость пород в ряду гранит—аплитовидный гранит—пегматит могут служить важными критериями для формационного и фациального расчленения гранитоидов. Подробнее эти вопросы обсуждаются ниже, здесь же заметим, что полученные при анализе эволюции гранитной серии с помощью P — T -диаграммы (см. рис. 33) абсолютные значения $P_{общ}$, P_{H_2O} и температуры весьма условны в связи с недостатком экспериментальных данных по составу "сухих" гранитных эвтектик при разных давлениях. Наиболее точными являются оценки $P_{H_2O} = P_{общ}$ и температуры кристаллизации кварц-полевошпатовых графических сростаний, тогда как остальные цифры следует рассматривать как приблизительные и использовать для сравнения условий формирования разных гранитных серий.

Таким образом, можно предложить следующую стандартную последовательность работы по анализу водного режима формирования гранитов. По составу микропегматитового базиса или аплит-пегматитовых обособлений среди гранитов с помощью диаграммы рис. 31 определяется давление воды на заключительной стадии. Значение этого давления определяет положение точки на линии водного гранитного ликвидуса диаграммы рис. 33, фиксирующей условия кристаллизации последних порций остаточного гранитного расплава. Из этой точки параллельно изолиниям растворимости воды проводится прямая до пересечения с изолинией содержания кварца в граните главной фазы при $An/(An + Ab + Or) = 0,05$ — среднем

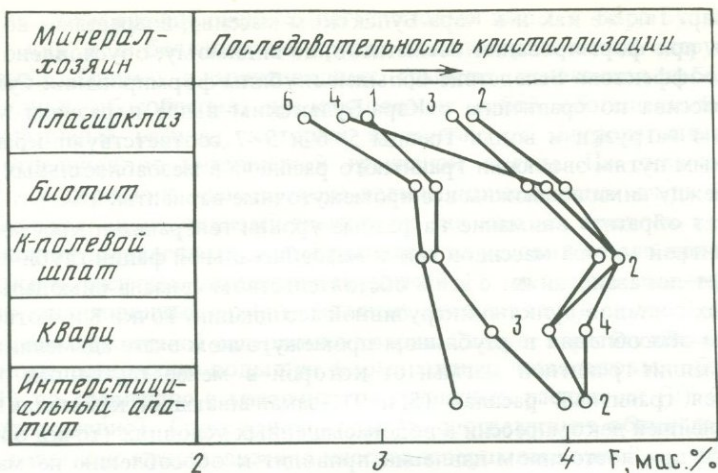


Рис. 34. Содержание фтора в апатите, включенном в разные минералы водных гранитов и образующем отдельные зерна

1-6 — номера проб в табл. 2 (линиями соединены содержания фтора в апатите из одной породы)

значении известковистости большинства гранитов. Точка пересечения дает приближенную оценку $P_{\text{общ}} - P_{\text{H}_2\text{O}} - T$ -условий формирования гранитного расплава главной интрузивной фазы. Вся гамма пород между гранитами главной интрузивной фазы и микропегматитовым базисом или аплит-пегматитовыми обособлениями расположится на этой прямой в точках ее пересечения с соответствующими изолиниями содержания кварца. Следует оговорить, что для пород основнее адамеллитов описанная методика не применима.

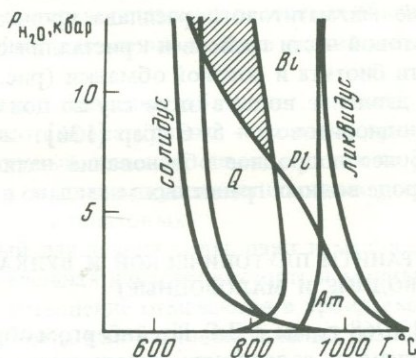
Рассмотренные выше примеры свидетельствуют о наличии гранитных серий разной водонасыщенности, что не позволяет согласиться с распространенным в последние годы мнением о низкой водонасыщенности гранитных магм, в том числе и образованных в процессе ультраметаморфизма [83, 99]. Сам факт существования практически "сухих" гранитных магм сомнения не вызывает, но примеры их единичны (тридимитовые граниты о-ва Скай [145]). Преобладающая же часть гранитов является продуктами кристаллизации магм с большим содержанием воды. Вариации водонасыщенности, с которыми коррелируют особенности геологического положения и вещественного состава пород, положены в основу предлагаемой в данной работе типизации гранитов.

Коротко остановимся на аргументации, которая кладется в основу предположений о малой водонасыщенности гранитных магм. С. Малё и П. Уайлли [131] экспериментально изучили последовательность кристаллизации гранита при разном содержании воды в расплаве и пришли к выводу, что тот порядок выделения минералов, который в этом граните устанавливается по структурным соотношениям минералов, может быть получен только при содержании воды $< 1,2$ мас. %. В этом случае биотит выделяется на солидусе после кварца, что согласуется с наблюдениями этих авто-

ров в шлифах гранита. Слабым звеном в обосновании этого вывода является заключение о поздней кристаллизации биотита в гранитах. Нами разработан новый метод определения последовательности кристаллизации минералов, основанный на изучении состава апатита, включенного в разные породообразующие минералы (см. главу 1). Применение его позволяет более надежно объяснить результаты С. Малё и П. Уайлли.

Накопление фтора в расплаве по мере кристаллизации приводит к увеличению концентрации этого элемента в апатите, выделяющемся на поздних

Рис. 35. Диаграмма плавления биотитового тоналита при избытке воды [140]



стадиях. Вследствие этого содержание фтора в апатите, включенном в плагиоклаз, пироксен и роговую обманку гранодиоритов, тоналитов и других пород с большим температурным интервалом кристаллизации, заметно меньше, чем в апатите, который образует включения в субсолидусных минералах — К-полевоом шпате и кварце. При анализе порядка кристаллизации в гранитах этим методом найдено, что минимальные содержания фтора отмечаются в апатите, включенном в плагиоклаз (рис. 34). Содержание фтора в апатите из биотита всегда выше и сравнимо с его количеством в апатите из кварца и К-полевого шпата. Однако с учетом поправки на перераспределение фтора между апатитом и биотитом, который является единственным фторсодержащим породообразующим минералом гранитов, расчетное первичное содержание фтора в "биотитовом" апатите будет примерно тем же, что и в "плагиоклазовом". Таким образом, в большинстве случаев ликвидусными минералами гранитов являются плагиоклаз и биотит.

Данные по плавлению природных образцов [136, 140] свидетельствуют о том, что такой порядок кристаллизации выдерживается примерно до давления воды в 3,5–4 кбар. При более высоком давлении интервал между ликвидусом и солидусом возрастает, а ликвидусной фазой в граните становится кварц. Остается добавить, что с этой оценкой предельного давления воды в гранитах (эти разности принадлежат к водной плутонической ассоциации) согласуется и состав кварц-полевошпатовых сростаний в них.

Приведенные данные о величине давления воды относятся к гранитам, образующим достаточно гомогенные и отчетливо внедренные интрузивные массивы, чуждые вмещающим породам. Исходная для них магма в момент генерации была не насыщена водой и формировалась при условии $P_{\text{общ}} > P_{\text{H}_2\text{O}}$.

С помощью рассмотренной выше методики можно заключить, что магма водных плутонических гранитов выплавлялась при наиболее высоком отношении $P_{\text{общ}}/P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,7-0,9$. В маловодных гиабиссальных гранитах это отношение падает до 0,1 при наличии всех промежуточных значений между ними. Примерное равенство общего и водного давления характерно для мигматитов, в которых гранитные выплавки не образуют крупных тел, а рассеяны в массе пород, представляющих собой субстрат. Для таких гранитных обособлений имеются данные, свидетельствующие об их образовании при более высоком давлении воды. Во многих случаях [39] обособление мигматитового расплава происходит при плавлении кварц-полевошпатовой части гнейсов и кристаллических сланцев, т.е. в области устойчивости биотита и роговой обманки (рис. 35). При тоналитовом составе гнейсов давление воды в этом случае должно превышать 7 кбар [140], а при гранодиоритовом — 5–6 кбар [136].

Более подробное обоснование наличия и широкого распространения в природе водных гранитных магм дано в следующем разделе.

ГРАНИТЫ ПЛУТОНИЧЕСКОЙ И ВУЛКАНО-ИНТРУЗИВНОЙ АССОЦИАЦИЙ (ВОДНЫЕ И МАЛОВОДНЫЕ)

В 1968 г. мы с Д.С. Штейнбергом обратили внимание на систематические различия в содержании кремнезема между наиболее распространенными калий-натриевыми гранитами, обладающими разной геологической позицией. Граниты, залегающие среди метаморфических пород амфиболитовой фации и связанные с ними зонами инъекционных мигматитов, характеризуются устойчивым содержанием кремнезема 72–73% (28–30% нормативного кварца). По классификации О. Таттла и Н. Боуэна [144], они относятся к субсолвусным гранитам с низкотемпературным упорядоченным минеральным парагенезисом. Граниты, локализованные в гиабиссальной фации и ассоциированные с комагматичными эффузивами, принадлежат мировому типу с 74–75% кремнезема (35–38% кварца). По особенностям минерального состава они отвечают гранитам гиперсолвуса с высокотемпературным парагенезисом. Отмеченные систематические различия в вещественном составе гранитов с разным геологическим положением были объяснены неодинаковой исходной водонасыщенностью магм. Граниты первого типа являются продуктами кристаллизации богатой водой магмы, а второго типа — маловодной (табл. 8).

В рассмотренном выше гранитном ряду водные и маловодные граниты отчетливо обособляются. Водные граниты характеризуются пониженным содержанием кварца и повышенной известковистостью по сравнению с маловодными и вследствие этого несколько выпадают из генерального гранитного ряда (см. рис. 28). Эта закономерность требует некоторого пояснения.

В изобарических условиях известковистость $An/(An + Ab + Or)$ и кварцщелочнополевошпатовое отношение $Q/(Q + Or + Ab)$ гранитов в соответствии с котектикой связаны прямой зависимостью, что и отражает ряд маловодный гранит—плагитгранит. С ростом давления воды соотношения между этими характеристиками изменяются: $Q/(Q + Or + Ab)$ в жидкости, равновесной с плагитоклазом, К-полевым шпатом и кварцем, уменьшается,

а $An/(An + Ab + Or)$ возрастает. Продукты кристаллизации гранитных магм разной водонасыщенности образуют тренд, нормальный по отношению к изобарам системы $Q-Or-Ab-An-H_2O$ (показан стрелкой на рис. 28). Он фиксирует вариации составов наиболее распространенных калий-натриевых гранитов от водного плутонического до маловодного. Крайнее положение здесь занимает интерстициальный микропегматитовый базис гипабиссальных гранитов и предельные риолиты, отвечающие котектикам минимального давления.

В этом направлении от водного гранита до риолита отношение $An/(An + Ab + Or)$ падает от 0,1 до 0,04. В двуполевошпатовых разностях обычных калий-натриевых гранитов это отвечает изменению состава плагиоклаза от An_{20} до An_{10} .

Отмеченная особенность гранитной котектики объясняет, в частности, тот факт, что будучи наиболее низкотемпературными породами, граниты содержат не самый низкотемпературный полевой шпат, а с некоторым содержанием анортита: олигоклаз в водных двуполевошпатовых разностях и тройной полевой шпат в однополевошпатовых.

Аналогичный тренд, определяемый давлением воды, дают и малокалиевые граниты — трондjemиты. Максимальная известковистость и минимальное кварц-щелочнополевошпатовое отношение отмечаются в трондjemитах из древних метаморфических толщ, тогда как в гипабиссальных разностях из дифференцированных габбро-трондjemитовых массивов распространены разности повышенной щелочности и с более высоким содержанием кварца [7, 69].

Разной исходной водонасыщенностью гранитной магмы обусловлен и разброс точек на диаграмме (см. рис. 28) в направлении, перпендикулярном к изобарам. Соответственно обособляются изобарические ряды гранитных котектик. В области калий-натриевых гранитов такой отдельный ряд образуют водные граниты плутонической ассоциации.

Поскольку граниты главной фазы внедрения формируются в условиях $P_{H_2O} < P_{общ}$, а изобары на рис. 28 отвечают $P_{H_2O} = P_{общ}$, то по положению фигуративных точек гранитов относительно изобар нельзя судить о давлении воды во время генерации магмы. Ориентировочная оценка общего и водного давления может быть произведена методом, изложенным в предыдущем разделе, с использованием особых диаграмм (см. рис. 31 и 33).

Водонасыщенность гранитной магмы определяет многие важные особенности гранитов, в частности ставит ограничения для ее вертикального перемещения [73, 87]. Богатые водой гранитные магмы не могут интродуцировать в верхние горизонты коры, так как падение давления вызывает удаление летучих из магмы и ее кристаллизацию. Этим обстоятельством обусловлено отсутствие эффузивных комагматов у водных гранитов, залегание их в абиссальной или мезоабиссальной фации и принадлежность к плутонической ассоциации. Бедные водой высокотемпературные гранитные расплавы, наоборот, могут подниматься вплоть до поверхности и давать гипабиссальные интрузивы и излияния лав; в связи с этим производные от них граниты включены в вулcano-интрузивную ассоциацию.

В общем случае (если исключить явления перегрева, переохлаждения и прочие метастабильные состояния, связанные с кинетикой процесса интрузии и извержения) высота подъема ненасыщенной водой котекти-

Таблица 8. Средние составы гранитов, мас. %

Компоненты	Плутоническая группа			
	1	2	3	4
Химический состав				
SiO ₂	72,22	72,47	72,66	71,9
TiO ₂	0,26	0,25	0,23	0,3
Al ₂ O ₃	14,62	14,30	14,43	15,2
Fe ₂ O ₃	0,82	0,74	0,70	0,3
FeO	1,15	1,56	1,41	1,8
MgO	0,52	0,72	0,53	0,7
CaO	1,64	1,48	1,41	1,1
Na ₂ O	3,70	3,33	3,70	3,4
K ₂ O	4,58	4,20	4,16	4,5
Сумма	99,51	99,05	99,23	99,2
<i>f</i>	0,7	0,6	0,7	0,6
Нормативный состав				
<i>Q</i>	27,3	31,3	29,5	30,1
<i>Or</i>	27,3	25,0	25,0	26,7
<i>Ab</i>	31,5	27,8	31,5	28,8
<i>An</i>	8,1	7,2	7,0	4,7
<i>C</i>	0,6	1,6	1,1	2,7
<i>Orx</i>	4,1	5,2	4,5	5,0

Примечание. 1 — баргузинский комплекс, Забайкалье [48]; 2 — калбинский комплекс, Рудный Алтай [73]; 3 — позднепалеозойские граниты, Урал [73]; 4 — памирско-шугнанский комплекс, Памир [57]; 5 — средний состав; 6 — средне-позднепалеозойские граниты, Забайкалье [48]; 7 — акчатауский комплекс, Казахстан [55]; 8 — Баянаульский массив, Казахстан [73]; 9 — липарит [6]; 10 — средний состав.

ческой гранитной магмы возможна до уровня, на котором давление нагрузки становится равным давлению водяного пара, т.е. при $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ (см. рис. 33). В случае отсутствия водообмена с окружающей средой высота подъема гранитной магмы (h , см) составляет $h = (P_{\text{общ}} - P_{\text{H}_2\text{O}}) / d$, где d — средняя плотность пород коры, кг/см³, а $P_{\text{общ}}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ — соответственно общее давление и давление воды на уровне генерации магмы, кг/см². Кристаллизация гранита всегда заканчивается из насыщенной водой расплава. Геологическим подтверждением этому служит постоянное присутствие во всех гранитных массивах пегматитов и аплитов, которые отвечают водонасыщенному ликвидусу на уровне становления массива.

Различным содержанием воды в гранитной магме обусловлены важные особенности не только химического, но и минерального состава, на которых мы кратко остановимся ниже.

Водные плутонические граниты входят в существенно гранитные по составу серии и в связи с этим выделены в гранитный формационный тип. Маловодные граниты завершают сложные по набору пород гомодромные

Вулкано-интрузивная группа

5	6	7	8	9	10
Химический состав					
72,4	75,15	74,62	74,60	75,9	75,1
0,2	0,28	0,18	0,25	0,1	0,2
14,5	12,93	13,12	12,6	13,2	13,0
0,7	0,86	1,02	0,72	1,3	1,1
1,5	0,84	0,78	1,95	1,1	1,0
0,6	0,41	0,18	0,16	0,3	0,4
1,4	0,64	0,78	0,56	0,3	0,8
3,5	3,61	3,81	3,56	2,9	3,4
4,3	4,74	4,78	4,80	4,3	4,7
99,1	99,46	99,27	99,20	99,4	99,9
0,7	0,7	0,8	0,9	0,8	0,8
Нормативный состав					
30,1	33,0	30,9	30,5	39,5	33,5
25,6	27,8	28,4	11,6	25,6	27,8
29,8	30,4	32,0	35,0	24,6	28,8
7,0	3,3	3,9	2,8	1,4	4,0
1,5	0,6	0,2	0,7	3,2	0,4
4,9	3,4	3,3	26,8	4,8	4,4

габбро-гранитные, тоналит-гранитные и адалеллит-гранитные серии и в зависимости от состава исходной магмы относятся к соответствующему формационному типу.

Ниже приводится краткая обобщенная характеристика гранитов плутонической и вулкано-интрузивной ассоциаций.

ГРАНИТЫ ПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Породы этой ассоциации объединяет отсутствие вулканических коагматов и образование в связи с процессами регионального метаморфизма в условиях высокой водонасыщенности.

Особенности геологического положения. Магматиты гранитного формационного типа приурочены к областям развития регионально метаморфизованных терригенных толщ и тесно связаны с зонами мигматитизации, которые являются корневыми для гомогенизированных плутонов. В современной структуре геосинклинальной области зоны водного плуто-

нического гранитообразования представляют собой антиклинорные поднятия, состоящие из ряда куполов. Несомненно, что гранитообразование и структурные особенности области его развития взаимосвязаны. Выжимание и удаление гранитного расплава из зоны его генерации приводит к нарушению механического равновесия, пластическим деформациям, альпинотипной складчатости и формированию куполов, сопровождающемуся крупными региональными надвигами и бластомилонитизацией [73]. В зонах надвигов и бластомилонитов развиты серпентиниты, постоянно ассоциирующие с плутоническими водными гранитами Главного Уральского гранитного пояса. Согласно с залеганием вмещающих пород серпентинитовые пластины локализуются в обрамлении и даже внутри зоны плутонического гранитообразования и являются неперенными спутниками гранитов на всем огромном протяжении этого пояса. Серпентиниты, залегающие среди метаморфических пород, вмещающих граниты, изофациальны с этими породами и преобразованы в соответствии с общей метаморфической зональностью, наблюдаемой вокруг массивов. Нет никаких геологических данных, указывающих на существование генетической связи между гранитами и серпентинитами. Последние были внедрены в область развития осадочных пород в период складчатости и метаморфизма, и граниты с ними вещественно не связаны.

Лишь часть плутонических гранитов (главным образом, ранние члены серии — адамеллиты и гнейсо-граниты) расположена среди изофациальных пород амфиболитовой фации. Крупные и хорошо оформленные гранитные массивы часто образуют перемещенные тела, залегающие среди метаморфических пород, преобразованных в эпидот-амфиболитовой фации. По-видимому, определенный отрыв гранитных масс от мест генерации обязан перемещению вещества не только в виде магматического расплава, но и в твердом состоянии под действием тектонических и гравитационных сил. Об этом, в частности, свидетельствуют купольные и диапировые структуры, в которых локализуются гранитные массивы.

Плутонические граниты сосредоточены в зонах с максимальной мощностью гранитного слоя, сложенных метаосадочными породами. Приуроченность их к легким сиалическим блокам, валовой состав которых в общем случае незначительно отличается от гранитного, приводит к тому, что генерация гранитного расплава происходит вплоть до очень высокой степени плавления субстрата, превышающей 50—60%. В совокупности с высокой насыщенностью водой это обстоятельство обуславливает существенно гранитный состав водных серий гранитного формационного типа, характеризующихся одномодальной кривой распределения кремнезема с максимумом 71—73%, отвечающим составу гранитной котектики при $P_{H_2O} = 3-5$ кбар. Подобное распределение составов отражает сближенность уровней генерации и кристаллизации водной гранитной магмы. Маловодные граниты, как мы увидим ниже, всегда имеют две моды в области гранитных составов, вызванные обособлением одних гранитов в промежуточном очаге, а других в магматической камере.

Закономерности эволюции. Состав пород в процессе формирования массивов водных плутонических гранитов изменяется слабо. Разновозрастные породы (а в одном обнажении часто удается наблюдать 3—4 и больше

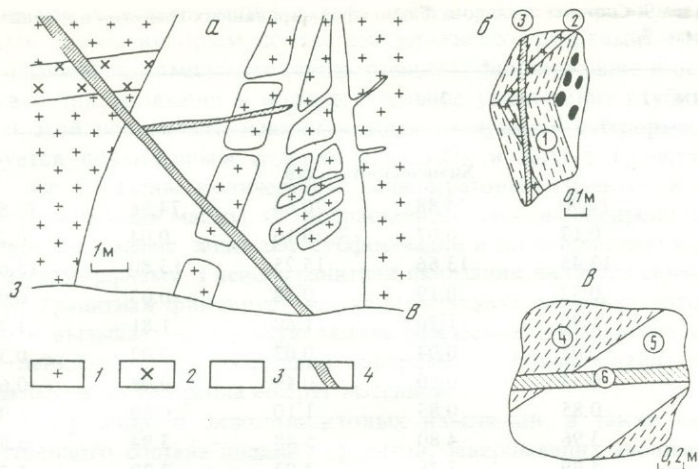


Рис. 36. Зарисовки обнажений, иллюстрирующие взаимоотношения гранитов плутонической ассоциации

a — памирско-шугнанский комплекс — Верхненамадгутский массив, Памир (вертикальная стенка)

1 — двуслюдяной среднезернистый гранит с гранатом; 2 — мелкозернистый гранит того же состава; 3 — двуслюдяной гранатовый пегматит; 4 — двуслюдяной мелкозернистый гранатовый гранит; *б, в* — чашковский комплекс (Урал): *б* — гнейсовидный биотитовый гранит (1), рассеченный жилой гнейсовидного аплитовидного гранита (2) и массивного биотитового гранита (3); *в* — гнейсовидный двуслюдяной гранит (4), рассеченный жилой двуслюдяного пегматита (5) и послеpegматитовой жилой биотитового гранита (6). Химический анализ пород, показанных на рис. 36, *б, в* см. в табл. 9

поколений гранитов) близки друг к другу по кремнекислотности, железистости, известковистости, глиноземистости и количеству фемических минералов. Более заметно, чем по составу, они различаются по структуре и текстуре. Небольшие вариации химического состава в возрастном ряду гранитов отвечают как гомодромному, так и антидромному направлению эволюции. Характерно, что эти две линии эволюции зафиксированы в структуре пород. Породы гомодромной линии представлены обычно рядами среднезернистый—мелкозернистый гранит или аплитовидный гранит—пегматит, а в антидромном ряду все породы имеют облик обыкновенных среднезернистых гранитов.

Нарушения гомодромности отмечаются на разных стадиях эволюции водной гранитной магмы, но наиболее ярко они проявлены на заключительном этапе. В большинстве случаев самые поздние гранитные жилы являются несколько более меланократовыми и бедными кремнеземом, чем ранние. Они формируются после пегматитов, завершающих гомодромный этап эволюции.

Как правило, нарушение гомодромности сопровождается сменой плана деформаций. В гомодромном ряду породы имеют общее направление гнейсовидности, а жила, нарушающая гомодромность, имеет либо массивную текстуру, либо гнейсовидность иного направления, чем в более древних породах. Некоторые примеры описанных закономерностей приведены на рис. 36 и в табл. 9.

Т а б л и ц а 9. Составы последовательно сформированных гранитов плутонической группы, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5
Химический состав					
SiO ₂	72,90	74,88	70,64	74,96	70,80
TiO ₂	0,17	0,07	0,16	0,04	0,24
Al ₂ O ₃	13,45	13,66	15,25	13,80	15,60
Fe ₂ O ₃	0,32	0,19	0,18	0,03	0,09
FeO	1,90	1,20	1,60	1,81	1,70
MnO	0,05	0,04	0,03	0,02	0,35
MgO	0,34	0,10	0,49	0,08	0,62
CaO	0,85	0,85	1,10	0,89	1,95
Na ₂ O	3,96	4,80	5,48	3,94	5,82
K ₂ O	4,99	3,36	3,92	3,70	1,35
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,02	0,09	0,10
П.п.п.	0,34	0,37	0,61	0,39	0,90
Сумма	99,39	99,58	99,48	99,75	99,52
<i>f</i>	0,88	0,88	0,66	0,93	0,61
Нормативный состав					
<i>Q</i>	26,6	31,4	19,1	32,3	23,1
<i>Or</i>	29,5	19,5	22,8	22,0	8,2
<i>Ab</i>	33,6	40,4	46,7	36,2	52,8
<i>An</i>	4,2	4,2	5,6	4,5	9,8
<i>Orx</i>	4,9	2,8	4,5	3,2	5,1
<i>C</i>	—	0,7	—	1,8	1,0

П р и м е ч а н и е. 1—6 — чашковский комплекс (Урал): 1 — гнейсовидный биотитовый гранит, 2 — гнейсовидный аплитовидный гранит, 3 — массивный биотитовый гранит, 4 — гнейсовидный двуслюдяной гранит, 5 — двуслюдяной пегматит.

Наличие двух противоположных тенденций в эволюции водных палингенных гранитов отражает два основных петрогенетических процесса: кристаллизационную дифференциацию (регрессивный процесс) и селективное плавление (прогрессивный). Гомодромная последовательность объединяет ряд пород, образованный в результате фракционной кристаллизации, т.е. связанный с саморазвитием магматической системы, а антидромный ряд обязан своим появлением противоположному по знаку процессу селективного плавления — главному магмообразующему процессу водного гранитного плутонизма, движущей силой которого является привнос тепла извне.

На обширном материале по Беломорскому мегаблоку, одному из классических представителей докембрийских полициклических комплексов, было установлено, что на ранней стадии развития ведущим процессом является анатексис, а на заключительной — кристаллизационная дифференциация расплавов, возникших в кульминационную стадию "ультраметаморфизма" [39]. В каждом конкретном эпизоде гранитообразования эти процессы могут неоднократно чередоваться, что фиксируется сменой антидромного и гомодромного порядка формирования пород.

В целом эволюция водного гранитного плутонизма разбивается на три главных этапа, которым соответствуют гнейсо-гранитный, гранитный и лейкогранитный комплексы (субформации), фиксирующие в целом гомодромный тип эволюции и последовательное уменьшение глубинности фаций. В этой последовательности каждая следующая субформация характеризуется повышенным содержанием SiO_2 и K_2O в гранитах главной фазы, все большим количеством лейкократовых гранитов и удалением от места генерации магмы, т.е. возрастанием "степени внедренности". Определенное положение занимают субформации и по отношению к региональному метаморфизму. Гнейсо-гранитная формация является синметаморфической, гранитная фиксирует затухание процесса регионального метаморфизма и вызывает наведенную метаморфическую зональность, а с внедрением лейкогранитной формации завершается формирование зонального метаморфического ореола вокруг массивов.

Характер эндо- и экзоконтактных изменений, а также особенности вещественного состава поздних гранитов, завершающих эволюцию гранитного плутонизма, сближают их с умеренно водными разностями вулканогенной ассоциации.

В качестве иллюстрации приведем краткую характеристику типичной полной последовательности плутонических комплексов в Кочкарском районе на Южном Урале. Граниты здесь приурочены к узкой зоне, сложенной терригенно-осадочными породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации (рис. 37). За внешним однообразием развитых здесь гранитов скрыта длительная и сложная история гранитного магматизма. Б.К. Львов [50] относил все гранитоиды этого района к единому санарскому комплексу. Позднее Г.А. Шагалов [82] выделил в отдельный комплекс посторогенных гранитов небольшие тела и дайки, секущие породы главной фазы массивов (ниже он описывается как кабанский). Исследования последних лет позволили дальше расчленить санарский комплекс, обособив в самостоятельный варламовский комплекс более ранние гнейсовидные граниты, которыми начинается позднепалеозойский водный гранитный плутонизм. Граниты этих трех комплексов часто локализованы в пределах одного массива, но преобладание пород того или иного комплекса определяет многие важные особенности всего массива.

Гнейсовидные граниты варламовского комплекса пользуются наибольшим развитием в субавтохтонных абиссальных массивах, согласных с вмещающими породами и залегающих в купольных структурах, сложенных допалеозойскими метаморфитами амфиболитовой фации. Первая фаза их становления представлена бедными калием биотитовыми адамеллитами, а вторая — биотитовыми гранитами с примерно одинаковым количеством K_2O и Na_2O (табл. 10). Формирование серии завершается жильными гранитами, ассоциирующими с аплитами и пегматитами, обычно бедными калием.

Граниты санарского комплекса представлены в основном биотитовыми порфирировидными двуполевошпатовыми разностями и образуют овальные в плане тела, имеющие как согласные, так и секущие контакты с вмещающими метаморфическими породами. Граниты этого комплекса по сравнению с варламовскими более устойчивы по химическому составу и характеризуются в среднем несколько более высоким содержанием кремнезема

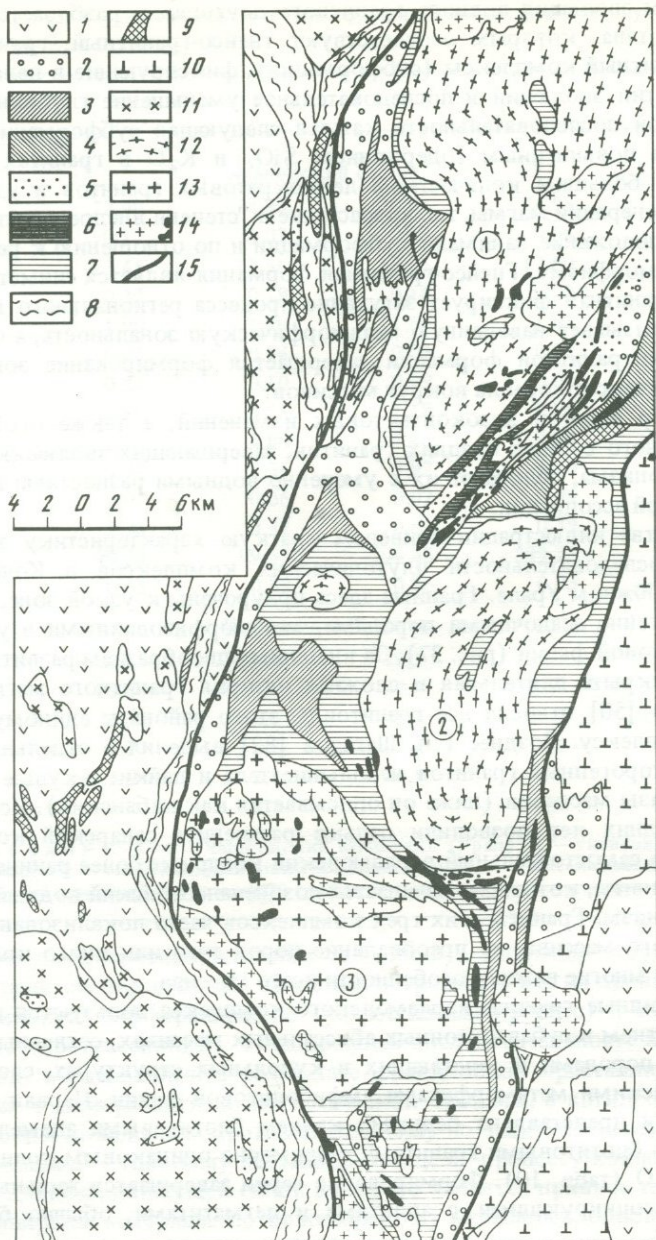


Рис. 37. Карта гранитоидных комплексов и метаморфизма Кочкарского антиклинория (составили Г.Б. Ферштатер, Т.Г. Драпеко, Н.С. Бородина по материалам ПГО "Уралгеология", Зеленогорской экспедиции и собственным данным)

1 — вулканогенно-осадочные толщи обрамления Кочкарского антиклинория; 2 — карбонатные породы; 3, 4 — мусковит-ставролитовая зона эпидот-амфиболитовой фации; 3 — микрогнейсы, 4 — ставролит-биотит-мусковитовые сланцы; 5, 6 — ставролит-андалузитовая зона амфиболитовой фации: 5 — гнейсы, 6 — диопсид-

Т а б л и ц а 10. Средний химический состав позднепалеозойских гранитов Кочкарского антиклинория и Джабык-Карагайского массива (джабыкский и ольховский комплексы), мас. %

Компоненты	Варламовский		Санарский	Кабанский		Джабыкский	Ольховский
	Адамеллит (2)	Биотитовый гранит (17)	Биотитовый гранит (6)	Биотитовый гранит (8)	Лейкогранит (15)	Биотитовый гранит (28)	Биотитовый гранит (3)
SiO ₂	68,45	71,47	72,81	71,76	74,32	72,62	75,36
TiO ₂	0,34	0,17	0,21	0,22	0,07	0,19	0,17
Al ₂ O ₃	16,95	15,41	15,13	14,25	14,00	14,43	12,77
Fe ₂ O ₃		0,31	0,43	0,93	0,80	0,58	0,47
FeO	3,24	2,23	1,50	1,20	0,87	1,51	1,48
MnO	0,05	0,03	0,02	0,04	0,03	0,05	0,04
MgO	0,58	0,40	0,43	0,61	0,30	0,50	0,29
CaO	2,50	1,45	1,39	1,16	0,89	1,29	0,75
Na ₂ O	5,32	4,09	3,30	3,91	3,96	3,51	3,50
K ₂ O	2,07	3,91	4,33	4,92	4,46	4,44	5,10
П.п.п.	0,30	0,37	0,75	0,69	0,21	0,48	0,10
Сумма	99,80	99,84	100,30	99,69	99,91	99,60	100,03

Примечание. В скобках — число анализов.

и калия. Те и другие являются типичными водными гранитами и обладают максимально отоженными низкотемпературными парагенезисами.

Многочисленные жилы и сравнительно крупные тела биотитовых мелко- и среднезернистых гранитов, часто с гранатом, прорывающие гранитоиды санарского и варламовского комплексов, обособляются в кабанский адамеллит-гранитный комплекс. Небольшими по мощности телами этих гранитов буквально насыщены вмещающие метаморфические породы, где граниты образуют секущие, реже согласные залежи. Количество таких залежей с удалением от массивов варламовского и санарского комплексов уменьшается, что свидетельствует о связи гранитов кабанского комплекса с крупными массивами палингенных гранитов.

В то же время преобладание резко секущих залежей, располагающихся перпендикулярно гнейсовидности метаморфических пород и более древних гранитов, обычное развитие скарнов и роговиков в экзоконтактных зонах свидетельствуют о смене плана деформаций, предшествовавших внедрению кабанских гранитов, и о мезоабиссальных условиях их форми-

биотит-кальцит-полевошпатовые породы; 7 — ставролит-силлиманитовая и мусковит-силлиманитовая зона амфиболитовой фазии; 8 — бластомилониты зеленосланцевой фазии; 9 — гипербазиты; 10 — тоналит-гранодиоритовые серии; 11 — монцодиорит-гранитные серии; 12—14 — комплексы гранитоидов Кочкарского антиклинория: 12 — варламовский, 13 — санарский, 14 — кабанский, 15 — граница Кочкарского антиклинория.

Цифры в кружках — главные гранитные массивы: 1 — Варламовский, 2 — Борисовский, 3 — Санарский

рования. Минеральный состав гранитов кабанского комплекса близок к составу варламовских и санарских гранитов.

Массивы рассмотренных выше трех комплексов отвечают стандартной последовательности событий, связанных с позднепалеозойским гранитным плутонизмом, и в широком смысле принадлежат к единому гранитному формационному типу. Каждый из рассмотренных комплексов развивается по гомодромной схеме, однако граниты санарского комплекса являются более меланократовыми, чем лейкограниты, завершающие развитие варламовского, а адамеллиты кабанского комплекса рассекают санарские граниты, демонстрируя антидромные тенденции эволюции, сопровождающиеся сменой плана деформаций. В породах кабанского комплекса отчетливо проявлена бимодальность, составляющая характерную черту рассмотренных ниже гранитов вулкано-интрузивной ассоциации, что, как и особенности вещественного состава, сближает кабанские граниты с умеренно водными разностями вулкано-интрузивной группы.

Очень характерна геологическая позиция гранитов разных комплексов. Абиссальные по уровню становления варламовские и большая часть санарских гранитов локализованы в допалеозойских купольных структурах, которые сохранились лишь фрагментарно и сложены в основном биотитовыми гранито-гнейсами и плагиогнейсами, метаморфизованными в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации. На эти купола наложены палеозойские линейные и брахиформные структуры, в которых залегают преимущественно осадочные породы, метаморфизованные зонально: с удалением от крупных гранитных массивов степень метаморфизма падает от силлиманитовой до кварц-мусковит-ставролитовой ступени эпидот-амфиболитовой фации и до зеленокаменной фации. В палеозойских структурах развиты лишь мезоабиссальные массивы кабанского комплекса.

Примерно такая же картина наблюдается во всех ареалах водного плутонизма в восточной части Урала. Она типична и для других регионов.

Влияние субстрата на состав гранитов. Особенности минералогии. Геологический материал и экспериментальные данные [23, 59, 73, 87, 144] свидетельствуют о возможности образования водной гранитной магмы в результате палингенеза в условиях амфиболитовой фации при давлении водяного пара 3–5 кбар, близком к давлению нагрузки, но всегда меньше его. Такой механизм требует локального превышения температуры на 200–250 °С по сравнению с ее величиной, обусловленной геотермическим градиентом. Обычно повышение температуры в зонах регионального метаморфизма и гранитообразования объясняется потоком интрателлурических флюидов. Верхний температурный предел водного метаморфизма в земной коре ограничен условиями выплавления гранитной котектики (650–700 °С). Поэтому многие особенности вещественного состава гранитов определяются составом субстрата, из которого они выплавляются. Это относится не только к рассеянному и редким, но и к петрогенным элементам.

При высокой степени плавления состав субстрата в значительной мере задает соотношение калия и натрия в гранитах. Палингенные плагиограниты и малокалиевые граниты образуются в результате плавления бедного калием субстрата — раннегеосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ. По времени они обычно предшествуют калий-натриевым гранитам,

субстратом которых были более поздние терригенные толщи, сложенные богатыми калием породами. Можно предполагать, что таким образом возникает обычная последовательность палингенных гранитов, в которой рост содержания калия от ранних членов к поздним обусловлен сменой натриевого субстрата калиевым.

Однако этот механизм является не единственным, обеспечивающим калиофильную тенденцию эволюции. В мигматитовых комплексах — корневых зонах гранитных плутонов — можно непосредственно наблюдать рост содержания калия в последовательно образующихся поколениях прожилков вследствие двух других причин: уменьшения со временем степени плавления и повторного вовлечения в плавление ранее закристаллизованных гранитных пород того же мигматитового комплекса. В этих случаях обогащение калием поздних выплавов представляет собой результат саморазвития процесса корового гранитообразования.

Действительно, в широкой области составов коэффициенты разделения калия между субстратом и жидкой фракцией из него меньше единицы. Следовательно, расплав должен быть обогащен калием по сравнению с субстратом. Переплавление ранних продуктов эволюции мигматитового комплекса ведет к прогрессивному обогащению позднего жильного материала калием, а уменьшение со временем степени плавления еще больше усиливает эту тенденцию. Нарушения гомодромности, о которых говорилось выше, всегда обусловлены внешним воздействием, в первую очередь привнесом тепла извне.

Состав субстрата сказывается и на других особенностях химического и минерального состава гранитов, в частности на их глиноземистости. Высокоглиноземистые граниты представляют собой характерную группу в ассоциации палингенных водных плутонических гранитов. Спецификой их минерального состава является наличие таких минералов, как мусковит, гранат, кордиерит и силлиманит, что большинство исследователей связывает с присутствием обогащенных Al_2O_3 пород в субстрате гранитов [31, 103]. Это предположение основано на обнаружении в высокоглиноземистых гранитах метапелитовых реликтов, а также богатых глиноземом метаморфических минералов.

Данные экспериментальных работ, согласно которым мусковит устойчив в гранитном расплаве при давлении воды выше 2,5 кбар [123], не противоречат этому выводу. В этих условиях в зависимости от состава расплава (точнее, от его глиноземистости) он может либо сосуществовать с биотитом, давая двуслюдяные граниты, либо в парагенезисе с альмандиновым гранатом замещать биотит (рис. 38).

Реакция типа $KFe_3AlSi_3O_{12}H_2 + 2Al_2O_3 + 3SiO_2 = KAl_3Si_3O_{12}H_2 + Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ показывает, что замена биотита парагенезисом граната и мусковита (самым распространенным, типоморфным парагенезисом высокоглиноземистых гранитов) происходит в результате увеличения в расплаве содержания глинозема (или наличия реликтовых алюмосиликатов). Таким образом, имеющиеся геологические, петрологические и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что необходимыми условиями для образования мусковитовых и двуслюдяных гранитов являются повышенное давление воды ($> 2,5$ кбар) и высокая глиноземистость расплавов. Граниты с первично-магматическим мусковитом всегда принадлежат к

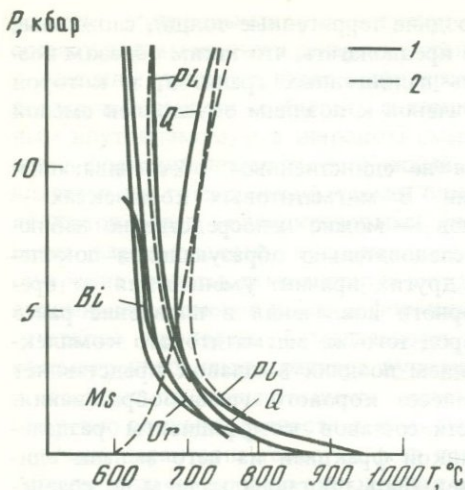


Рис. 38. Кривые плавления биотитового (1) [140] и мусковитового (2) [123] гранита при избытке воды

группе водных (или умеренно водных). Изофациальные с ними водные биотитовые граниты должны быть менее глиноземистыми.

Вопрос о первичной или вторичной природе мусковита достаточно сложен. Из рис. 38 следует, что при $P_{H_2O} > 3$ кбар мусковит может быть более высокотемпературным, чем биотит, и, следовательно, в этом случае не будет замещать его. Если же в шлiffe наблюдается замещение биотита мусковитом, то этот факт говорит либо о кристалли-

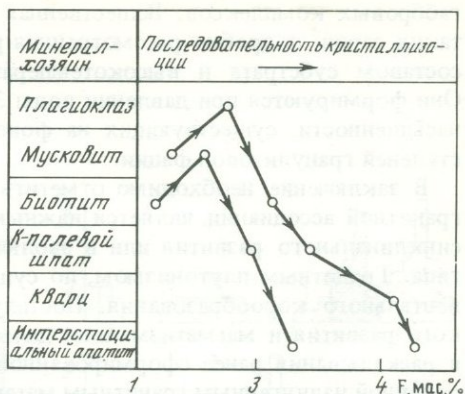
зации гранита в интервале давлений воды, где температура выделения биотита выше, чем мусковита (2,5–3,5 кбар, см. рис. 38), либо о постмагматической природе мусковита. Валовой химический состав породы обычно не может служить подспорьем, так как постмагматическая мусковитизация биотита сопровождается кислотным выщелачиванием, которое делает гранит пересыщенным глиноземом, что является одним из необходимых условий и для магматической кристаллизации мусковита. При решении вопроса о природе мусковита надо в первую очередь учитывать петрографические данные о форме выделения этого минерала и его соотношении с биотитом.

Дополнительные данные дает изучение состава апатита-узника. Специальное исследование мусковитовых и двуслюдяных гранитов с первично магматическим мусковитом, выполненное Н.С. Бородиной, показало, что содержание фтора в апатите из включений в мусковите, который по петрографическим наблюдениям является более ранним, чем биотит, имеет низкое содержание фтора, свойственное минералам ранних стадий кристаллизации (рис. 39). В гранитах вследствие небольшого температурного интервала кристаллизации вариации в содержании фтора в апатите разных генераций выражены не столь резко, как в гранитоидах повышенной основности, но все же К-полевой шпат, являющийся субсолидусным минералом, всегда содержит более высокофтористый апатит, чем мусковит. Биотит в большинстве случаев тоже включает более богатый фтором апатит, чем мусковит, что отвечает более высокой температуре кристаллизации мусковита по сравнению с биотитом. Обращает на себя внимание тот факт, что в гранитах с магматическим мусковитом не были обнаружены включения апатита в кварце. По-видимому, это связано с ранней кристаллизацией кварца в условиях высокого давления воды (см. рис. 38). В то же время заведомо вторичный мусковит содержит высокофтористый апатит и по этому параметру легко отличается от магматического.

Наиболее распространенным типом водного плутонического гранита является биотитовый. Такими гранитами сложены в основном гигант-

Рис. 39. Содержание фтора в апатите из включений в разных порообразующих минералах двуслюдяного гранита Еланчикского массива на Южном Урале

Стрелками соединены последовательно выделяющиеся минералы из одной породы



ский раннепалеозойский Ангаро-Витимский батолит [48], позднепалеозойские массивы Урала, Главного Кавказского хребта, калбинского комплекса Рудного Алтая и другие типичные объекты. В то же время выделяются крупные регионы, где развиты преимущественно высокоглиноземистые двуслюдяные и мусковит-гранатовые разности, часто с кордиеритом. В качестве типичного примера можно назвать памирско-шугнанский комплекс Памира [57].

В тех случаях, когда субстратом палингенных гранитов являются сиалитические блоки, выплавки характеризуются первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,708$, что может служить одним из критериев для отличия коровых палингенных гранитов от дифференциационных.

Высокое содержание воды на всех этапах кристаллизации обуславливает некоторые общие особенности минерального состава плутонических гранитов. В первую очередь следует отметить низкую долю фтора и повышенную — воды в составе гидроксильной группы амфиболов, биотитов и апатитов гранитоидов [86], отражающую преимущественно водный состав флюида. Достаточно сказать, что OH/F -отношение в биотитах водных гранитов в несколько раз превышает это же отношение в маловодных.

Медленное охлаждение в глубинных условиях вызывает отжиг всех минералов. В связи с этим парагенезис гранитов характеризуется высокой степенью равновесности, а распределение компонентов между сосуществующими минералами отвечает постмагматической температуре (400–500 °C). Минералы гранитов представлены обычно упорядоченными низкотемпературными разностями: решетчатым микроклином с низким содержанием альбитовой составляющей и относительно высокоглиноземистым биотитом с низким содержанием титана. Как правило, граниты относятся к безмагнетитовой феррофации (см. главу 2), типоморфные акцессорные минералы в них — ильменит (титаногематит) и монацит.

В физических полях массивы водных плутонических гранитов выражены минимумом магнитного поля и силы тяжести, что отражает существенно гранитный состав пород и отсутствие магнетита.

Особое положение в плутонической ассоциации занимают анортозит-гранитоидные серии, образованные в результате частичного плавления метаморфизованных габбро и приуроченные к площадям развития гипербазит-

габбровых комплексов. Вещественная и геологическая специфика пород таких серий, подробно рассмотренная ранее [88], обусловлена базитовым составом субстрата и высокотемпературными условиями выплавления. Они формируются при давлении воды 3–5 кбар в зонах повышенной водонасыщенности, существующих на фоне температурного режима высоких ступеней гранулитовой фации.

В заключение необходимо отметить, что формирование плутонической гранитной ассоциации является важным этапом в орогенной стадии эвгеосинклинального развития или в эволюции подвижных поясов орогенного типа. Гранитным плутонизмом, по существу, завершается процесс континентального корообразования. Постплутоническая эволюция тектонического развития и магматизма идет далее путем дизъюнктивных нарушений и раскалывания ранее сформированной континентальной коры, сцементированной палингенным гранитным материалом.

ГРАНИТЫ ВУЛКАНО-ИНТРУЗИВНОЙ АССОЦИАЦИИ

Граниты этой ассоциации более разнообразны по геологической позиции и вещественному составу по сравнению с плутоническими. В большинстве случаев они заканчивают эволюцию сложных по составу интрузивных серий, которые в зависимости от типа исходной магмы подразделяются на крупные формационные группы: габбро-гранитную (базальтоидную), тоналит-гранодиоритовую (андезитоидную) и адамеллит-гранитную (риолитоидную). Полная схема расчленения интрузивных серий приведена в работе [88].

Степень водонасыщенности магм, из которых кристаллизуются граниты вулcano-интрузивной ассоциации, широко варьирует, в пределе достигая значений, характерных для водных плутонических разновидностей. По этому параметру гранитные магмы вулcano-интрузивной ассоциации можно разделить на три условные группы: умеренно водные (3–5 мас. % H_2O), маловодные (1–3%) и "сухие" (< 1%). По мере увеличения содержания воды в магме различия между составами гранитов вулcano-интрузивной и плутонической ассоциаций стираются, а геологическая связь с вулканизмом уменьшается. Умеренно водные граниты локализируются преимущественно в мезоабиссальной фации и редко сопровождаются комагматическими эффузивами, тогда как маловодные граниты образуют гипабиссальные плутоны, часто залегающие среди своих вулканических аналогов. Предельные давления (а значит, и глубина), до которых возможен равновесный подъем гранитных магм разной водонасыщенности, наглядно демонстрирует диаграмма рис. 33.

Все массивы вулcano-интрузивной ассоциации характеризуются однотипными гистограммами распределения кремнезема, которые отражают важные особенности их формирования. Во-первых, обращает на себя внимание, что наиболее распространенные в этой группе граниты содержат 74–76% кремнезема. Как уже отмечалось, повышенное на 2–3% количество кремнезема по сравнению с водными гранитами связано с меньшей водонасыщенностью магмы. Во-вторых, фундаментальной особенностью распределения составов гранитов вулcano-интрузивной ассоциации является бимодальность. В области гранитных составов обособляются два чет-

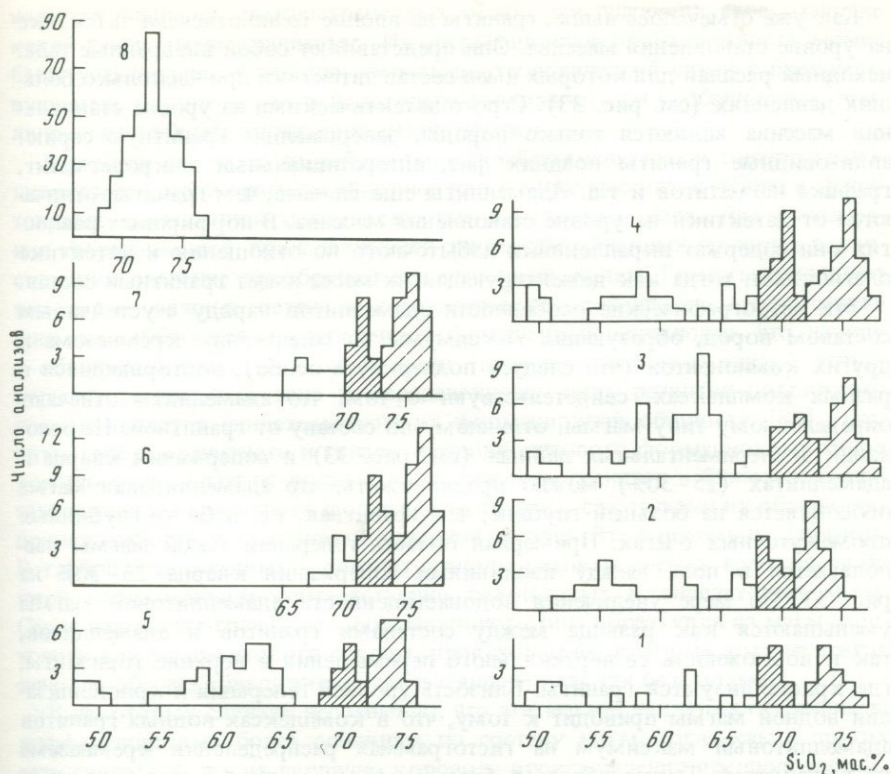


Рис. 40. Распределение кремнезема в гранитоидах вулкано-интрузивной (1-7) и плутонической (8) групп

1-7 - серии: 1 - тагильская габбро-плагиогранитная [88], 2 - тагильская диорит-трондьемитовая [88], 3 - некрасовская габбро-диорит-гранитная [88], 4 - степнинская монцодиорит-гранитная, 5 - бердяшская габбро-диорит-гранитная [41], 6 - верхняя делленит-липаритовая [6], 7 - султаевская адамеллит-гранитная; 8 - сводная гистограмма по плутоническим гранитам [73] (заштрихованы области адамеллитовых и гранитных составов)

ких статистически значимых максимума, которым соответствуют адамеллиты с 70-72% SiO_2 и собственно граниты с 74-76% SiO_2 (рис. 40). В каждом отдельно взятом массиве породы, представляющие эти максимумы, относятся к разным фазам внедрения. Адамеллиты отвечают более ранней фазе, а граниты - поздней. В разных массивах наблюдаются три варианта соотношений между этими породами.

1. Адамеллиты и граниты представлены равноправными фазами внедрения. Те и другие породы образуют крупные, внутренне однородные тела.

2. Адамеллиты отвечают главной фазе, а граниты локализируются в виде сравнительно небольших тел среди адамеллитов или на контакте последних с вмещающими породами.

3. Главная фаза внедрения представлена гранитами, а адамеллиты образуют в них либо включения типа автолитов, либо небольшие блоки - остатки от интрузии ранней фазы.

Как уже отмечалось выше, граниты не вполне точно отвечают эвтектике на уровне становления массива. Они представляют собой внедренные тела, исходный расплав для которых имел состав эвтектики при несколько больших давлениях (см. рис. 33). Строго эвтектическими на уровне становления массива являются только породы, завершающие гранитную серию: аплитовидные граниты поздних фаз, интерстициальный микропегматит, графика пегматитов и т.д. Адамеллиты еще сильнее, чем граниты, отличаются от эвтектики на уровне становления массива. В порфириковых разностях они содержат вкрапленники избыточного по отношению к эвтектике плагиоклаза, тогда как цементирующая их масса имеет гранитный состав.

Эти петрографические особенности адамеллитов наряду с устойчивым составом пород, образующих максимумы по содержанию кремнезема и других компонентов (что следует подчеркнуть особо), повторяющиеся в разных комплексах, свидетельствуют о том, что адамеллиты отвечают определенному типу магмы, отличному по составу от гранитной. На основании экспериментальных данных (см. рис. 33) и содержания кварца в адамеллитах (25–30%) можно предположить, что адамеллитовая магма обособляется на большей глубине, чем гранитная, т.е. в более глубинных промежуточных очагах. Примерная область генерации такой магмы располагается в поле между изолиниями содержания кварца 25–30% на рис. 33. По мере увеличения водонасыщенности адамеллитовой магмы уменьшаются как разница между составами гранитов и адамеллитов, так и возможность ее вертикального перемещения в верхние горизонты, где кристаллизуются граниты. Близость уровней генерации и кристаллизации водной магмы приводит к тому, что в комплексах водных гранитов адамеллитовый максимум на гистограммах распределения кремнезема не выделяется. Таким образом, бимодальность распределения гранитных составов в вулcano-интрузивной ассоциации отражает внедренный тип магматических тел и соответствующие этому перемещению два уровня генерации магмы — глубинный (адамеллитовый) и малоглубинный, близкий к уровню становления массива (гранитный).

В разных формационных комплексах адамеллиты будут отличаться друг от друга теми или иными особенностями состава, но сейчас нам важно в общем случае отделить адамеллиты вулcano-интрузивной группы от близких по содержанию кремнезема водных гранитов. По химическим характеристикам адамеллиты должны отличаться несколько повышенным содержанием титана, железа и магния, а по минеральному составу — наличием более высокотемпературного парагенезиса. Порфириковые разности адамеллитов, как отмечалось, содержат избыточный по отношению к низкобарической котектике плагиоклаз.

Вариации составов адамеллитов и гранитов в пределах вулcano-интрузивной ассоциации определяются двумя группами факторов — типом исходной магмы и условиями ее эволюции. Их влияние на состав гранитов из габбро-гранитных серий подробно обсуждалось в [88] и будет рассмотрено ниже (в главе 8).

В отношении собственно гранитов следует подчеркнуть, что специфика вещественного состава пород — производных разных исходных магм, т.е. принадлежащих к разным формационным группам, выражена слабее, чем в предшествующих породах повышенной основности. Особенно это

касается наиболее распространенных серий, завершающих свое развитие калий-натриевыми гранитами. Их формационная принадлежность может быть установлена в первую очередь по геологической связи с предшествующими гранитоидами и некоторым геохимическим особенностям, проявленным в общем случае лишь статистически.

В рамках сложных по набору пород габбро-гранитных и тоналит-гранодиоритовых серий граниты образуют как единые массивы с габбро и гранитоидами повышенной основности, так и отдельные тела. Для определения формационной принадлежности таких обособленных гранитов первостепенное значение приобретает вещественный состав. Граниты сохраняют некоторые важные петро- и геохимические особенности предшествующих им габброидов и гранитоидов повышенной основности, что наряду с общностью геологической позиции (приуроченностью к единой структурно-формационной зоне и определенному этапу развития подвижного пояса) является свидетельством их формационной общности [88]. Граниты габбро-гранитного и тоналит-гранодиоритового формационных типов хорошо отличаются от водных плутонических гранитов и близки к гранитам адамеллит-гранитного формационного типа, с которыми их объединяет принадлежность к вулcano-интрузивной группе. Эта близость не случайна. В габбро-гранитоидных и тоналит-гранодиоритовых сериях граниты являются производными соответственно базальтовых и андезитовых магм. Серии адамеллит-гранитного формационного типа образуются из магм дацитового или риодацитового состава, происхождение которых хотя не всегда ясно, но обычно обнаруживает связь с андезитами или базальтами.

В некоторых случаях несомненно, что эти магмы являются глубинными дифференциатами более основных по составу магм, тогда как в других есть свидетельства их первично корового происхождения предположительно в результате палингенеза в условиях гранулитовой фации [17]. Уровень современной изученности не позволяет в каждом конкретном случае выяснить природу кислой маловодной магмы, что создает объективную основу трудностей, связанных с определением формационной принадлежности маловодных гранитов вулcano-интрузивной группы.

Граниты, входящие в состав натриевых и малокалиевых габбро-гранитоидных и тоналит-гранодиоритовых серий, обычно хорошо отличаются от гранитов из адамеллит-гранитных серий пониженным содержанием калия и ассоциированных с ним редких элементов. Что же касается калий-натриевых серий (в особенности моноклиорит-гранитной формации), то граниты в них очень близки по вещественному составу к гранитам из самостоятельных адамеллит-гранитных серий, которые не обнаруживают видимых вещественных или геологических связей с породами повышенной основности. Поэтому при формационном анализе таких гранитных массивов приходится использовать весь комплекс данных о вещественном составе и геологическом положении, хотя и в этом случае эта задача решается не всегда. В подобной ситуации следует ограничиться констатацией принадлежности гранитов к вулcano-интрузивной ассоциации, что само по себе является важным выводом.

Диагностической особенностью гранитоидных серий вулcano-интрузивной ассоциации служит наличие автолитов — овальных мелкозернистых включений, более меланократовых, чем включающая порода (см. гла-

ву 3), и жильной серии, в которой наряду с порфиоровыми гранитоидами принимают участие и породы базитового состава. Эти особенности отражают длинный эволюционный путь большинства вулкано-интрузивных серий и их связь с мантийным источником.

Специфика минерального состава гранитов вулкано-интрузивной группы в значительной мере определяется фациальными условиями кристаллизации [73]. В гипабиссальной фации граниты представлены наименее равновесными разновидностями, в которых сохраняются пертитовые щелочные полевые шпаты, отвечающие по валовому составу первично однородному полевому шпату, а биотиты и амфиболы имеют наиболее высокотемпературные характеристики состава по сравнению с этими минералами из других типов гранитов. В породах обычно обнаруживаются реликты первичного богатого титаном магнетита. Очень характерны микропегматитовые структуры. В мезоабиссальной фации разница между минеральными составами гранитов плутонической и вулкано-интрузивной ассоциаций сглаживается.

Уменьшение давления воды ведет не только к росту содержания кремнезема в гранитной котектике, но и несколько снижает количество фемических компонентов, что можно видеть из сравнения средних составов гранитов (см. табл. 8). В связи с этим следует сказать несколько слов по поводу термина "лейкогранит". Сама по себе приставка "лейко" означает, что порода обеднена темноцветными минералами по сравнению со средним типом. Средний маловодный гранит с 74–75% SiO_2 содержит ~4% биотита, а в магнетитовых предельных разновидностях это количество еще ниже. Отсюда следует, что термин "лейкогранит" можно применять только к тем породам, которые практически лишены фемических силикатов и магнетита. В литературе же часто приходится сталкиваться с использованием термина "лейкогранит" для обозначения обычных предельных маловодных гранитов, которые действительно обеднены темноцветными по сравнению со средним типом водного плутонического гранита. Такое использование этого термина неправильно, т.к. маловодные граниты представляют собой самостоятельный устойчивый и широко распространенный мировой тип гранита.

О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЯХ ГРАНИТОВ ПЛУТОНИЧЕСКОЙ И ВУЛКАНО-ИНТРУЗИВНОЙ АССОЦИАЦИЙ

Соотношения водных плутонических гранитов с интрузивными сериями вулкано-интрузивной группы можно наблюдать только в так называемых орогенных зонах. В типичных областях эвгеосинклинального базальтоидного магматизма, который в интрузивном варианте представлен сериями габбро-гранитного формационного типа [88], водные плутонические граниты обычно не образуются.

В принятой нами схеме формационного расчленения последовательность орогенного магматизма выглядит следующим образом (от ранних формаций к поздним): тоналит-гранодиоритовые серии с повышающимся в процессе эволюции содержанием калия (от малокалиевых тоналит-гранитных до богатых калием монцодиорит-гранитных) — водные плутонические граниты — амагматит-гранитные умеренно водные или маловодные серии. Породы этого стандартного ряда орогенных формаций образуют единые ареа-

лы, иногда даже сосредоточены в одном массиве. Их повсеместная пространственная ассоциация и повторяющиеся возрастные соотношения заставляют искать и генетическую взаимосвязь между ними.

Ряд фактов не оставляет сомнений в геологической самостоятельности гранодиоритов, с которыми водные граниты часто совмещены и даже образуют единые массивы.

1. Граниты часто прорывают конгломераты с галькой тоналитов и гранодиоритов. Между теми и другими магматическими породами часто наблюдается большой возрастной разрыв. На Урале тоналит-гранодиоритовые массивы, ассоциированные с плутоническими гранитами Главного гранитного пояса, внедрялись в среднем девоне—раннем—среднем карбоне, а граниты — в позднем карбоне—ранней перми. Монцодиорит-гранитные серии формировались преимущественно в среднем карбоне. Они ближе по возрасту к гранитам, но отделены от последних альпийской складчатостью, которая обычно накладывается на уже консолидированные кольцевые монцодиорит-гранитные массивы. Заметный разрыв по времени формирования между гранодиоритами и водными гранитами отмечается и в других областях их развития.

2. В ряде регионов гранодиоритовые комплексы метаморфизованы в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а граниты отчетливо моложе метаморфизма и образуют свою наведенную метаморфическую зональность [73, 77].

3. С тоналит-гранодиоритовыми сериями ассоциировано золотое оруденение, часто кварцево-жильного типа. Граниты плутонической ассоциации всегда моложе золотого оруденения и секут золотоносные кварцевые жилы.

4. В ряде геологически ясных случаев удается выявить отчетливые геохимические различия между гранитами, являющимися производными тоналит-гранодиоритовых серий, и более молодыми водными плутоническими гранитами. Так, в Кочкарском районе на Южном Урале ранние граниты тоналит-гранодиоритового пластового комплекса отличаются от поздних водных гранитов пониженным содержанием рубидия (рис. 41, а) и высоким K/Rb-отношением.

Все эти данные не позволяют в общем случае рассматривать водные граниты как магматические дифференциаты андезитоидной магмы, по крайней мере той, которая является родоначальной для предшествующих тоналит-гранодиоритовых серий, обладающих указанной выше геологической и геохимической спецификой. В чем же тогда смысл частого и поэтому вряд ли случайного пространственного совмещения и определенной возрастной последовательности тоналит-гранодиоритовых серий и водных плутонических гранитов? По-видимому, окончательного ответа на этот вопрос, неоднократно поднимавшийся в геологической литературе, до сих пор нет. Один из вариантов заключается в том, что гранодиориты, возможно, служили субстратом для более поздних водных гранитов. Подтверждение этого предположения можно найти в сходстве геохимических особенностей гранодиоритов и гнейсовидных реститов в гранитах. В частности, обращает на себя внимание, что в водных плутонических сериях разности повышенной основности, представленные реститовыми включениями, располагаются в той же области высоких концентраций строн-

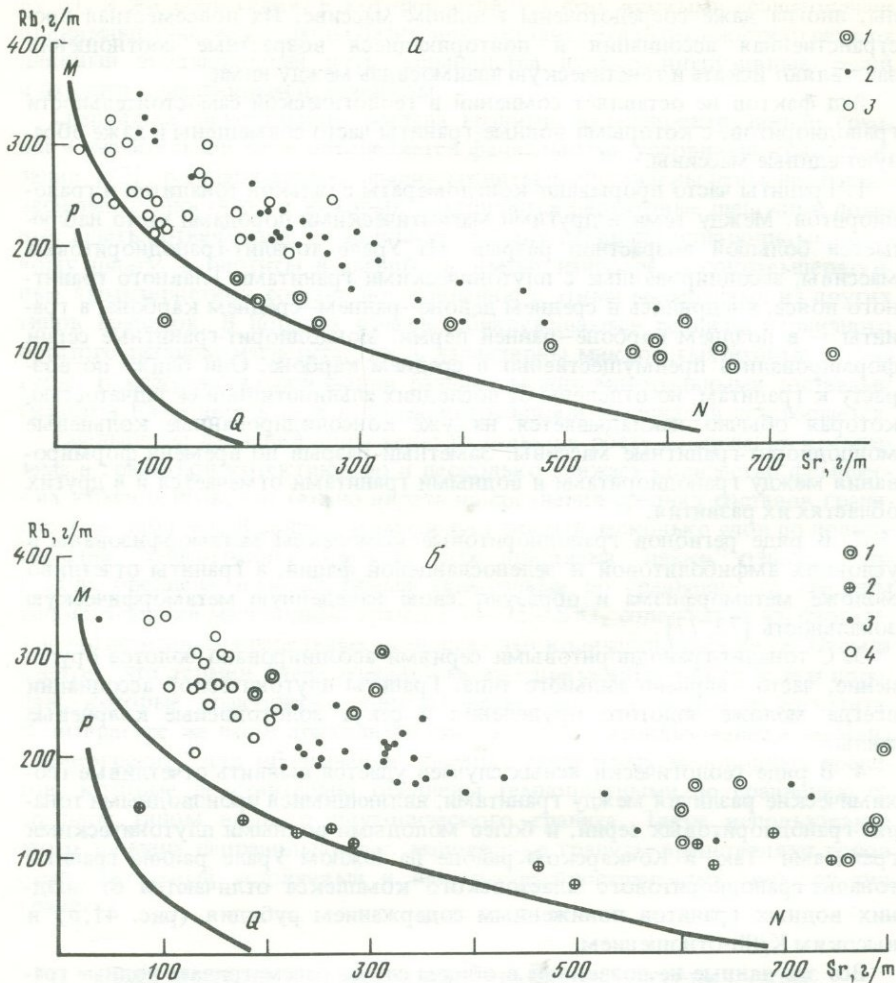


Рис. 41. Диаграммы Rb-Sr

а - Кочкарский ареал: комплексы: 1 - шластовский тоналит-гранодиоритовый, 2 - варламовский и санарский гранитные, 3 - кабанский гранитный; *б* - Джабык-Карагайский ареал: 1, 2 - догранитные ранний (1) и поздний (2) монцодиорит-гранитные комплексы, 3 - джабыкский комплекс водных гранитов, 4 - ольховский комплекс умеренно водных гранитов

ция, что и начальные члены предшествующих им тоналит-гранодиоритовых и монцодиорит-гранитных серий (см. рис. 41).

Поздние представители орогенного магматического ряда - адамеллит-гранитные комплексы - образуются на фоне увеличивающейся стабильности подвижного пояса и по своей тектонической позиции близки к субсеквентному магматизму в понимании Г. Штилле. Смена во времени водного гранитного плутонизма умеренно водным или маловодным адамеллит-гранитным и часто сопряженным с ними риолито-дацитовым

магматизмом является важной закономерностью орогенной эндогенной активности.

В Западном Забайкалье в раннем палеозое формируются водные плутонические граниты баргузинского комплекса, слагающие гигантский Ангаро-Витимский батолит, а в среднем-позднем палеозое — граниты и граносиениты вулкано-интрузивной ассоциации, коагматичные вулканитам соответствующего состава и образующие несколько комплексов [48].

На всем протяжении Главного уральского гранитного пояса (~2000 км) водные плутонические граниты сопровождаются изометричными в плане интрузивами умеренно водных гранитов. Показателен пример крупнейшего на Урале Джабык-Карагайского массива, большая часть которого сложена позднепалеозойскими порфиридовидными и среднезернистыми биотитовыми микроклиновыми гранитами плутонической ассоциации, сформированными в условиях абиссальной фации (джабыкский комплекс). Ранние магматические образования представлены здесь рядом тоналит-гранодиоритовых и монцодиорит-гранитных комплексов, образующих кольцевую структуру, а более молодые, чем джабыкские, — также кольцевыми телами порфиридовидных биотитовых микроклипертитовых гранитов мезоабиссальной фации (ольховский комплекс). Фациальными различиями обусловлена специфика вещественного состава гранитов названных комплексов: щелочной полевошпат в джабыкских гранитах представлен микроклином, а в ольховских — микроклипертитом; в последних широко развит магнетит, типоморфными акцессорными минералами являются ортит и сфен, тогда как в джабыкских гранитах — ильменит или титаногематит и монацит. Разница в водонасыщенности гранитной магмы сказывается на повышенном содержании кремнезема в ольховском граните (см. табл. 10) и более высоком содержании кварца в кварц-микроклиновых графических сростаниях пегматитов. Графические зоны пегматитов, ассоциированных с джабыкскими гранитами, содержат около 26% кварца, а графические пегматиты и граниты ольховского комплекса — 33%, что отвечает водному давлению воды 6 и 2,5 кбар соответственно (см. рис. 31). Единственный тип включений в плутонических водных гранитах джабыкского комплекса — это ксенолиты гранитизированных гнейсов, тогда как в умеренно водных ольховских гранитах широко распространены шпироподобные автолиты, представленные мелкозернистыми богатыми биотитом породами (см. главу 3).

Рассмотренные различия пространственно совмещенных гранитов плутонической и вулкано-интрузивной групп являются типоморфными и позволяют надежно провести формационное расчленение.

По своим геохимическим особенностям граниты ольховского комплекса как бы гомодромно надстраивают джабыкские и характеризуются повышенными содержаниями калия, рубидия, пониженными стронция (рис. 41, б) и кальция, а также повышенным Th/U-отношением, которое в джабыкских гранитах составляет в среднем 2–3, а в ольховских — 4–5.

Подобная закономерность, однако, наблюдается не всегда. Например, в Кочкарском районе умеренно водные граниты кабанского комплекса по отдельным компонентам не образуют единой серии с предшествующими водными гранитами санарского комплекса и отличаются в целом несколько пониженным содержанием рубидия (см. рис. 41, а), что особенно важ-

но, учитывая их обогащенность калием (см. табл. 10). Такая же картина наблюдается в Мурзинском массиве на Среднем Урале, где умеренно водные граниты ватихского комплекса обеднены рубидием по сравнению с более бедными калием водными гранитами мурзинского комплекса.

Из этих фактов следует, что при сохранении общей последовательности орогенного магматизма (андезитоидные тоналит-гранодиоритовые или монцодиорит-гранитные серии—водные гранитные—адамеллит-гранитные умеренно водные или маловодные серии) особенности вещественного состава гранитов, принадлежащих к разным подразделениям эволюционного орогенного ряда, не всегда выводятся из его предшествующих членов. Это явление свидетельствует о разнообразии конкретных механизмов формирования орогенных магматических рядов и в первую очередь их среднего члена — водных плутонических гранитов.

Коровый палингенез с прямым выплавлением водной гранитной магмы, по-видимому, не единственный способ образования гранитов плутонической ассоциации. При барофильном типе эволюции андезитоидная магма может дать водные гранитные дифференциаты, которые по геологическому положению и особенностям вещественного состава будут близки к палингенным водным гранитам. Для таких водных "остаточных" гранитов характерна связь с гранитоидными предшественниками повышенной основности (граносиенитами, кварцевыми сиенитами, гранодиоритами, кварцевыми монцонитами и т.д.), вместе с которыми они образуют единые массивы. Примером могут служить интрузивы увильдинской серии на Среднем Урале, которые мы рассмотрим в главе 8 при описании серий барофильного типа.

Здесь же отметим, что в тех случаях, когда молодые граниты обладают такими особенностями состава, которые не выводятся из предыдущих комплексов с помощью модели кристаллизационной дифференциации, отличаясь от предшественников, если так можно выразиться, "антидромными" параметрами состава, можно говорить об их генетической самостоятельности.

Основная закономерность орогенного гранитного магматизма в рамках как гранитного плутонизма, так и следующих за ним адамеллит-гранитных комплексов вулкано-интрузивной ассоциации, заключается в снижении водонасыщенности последовательно образующихся гранитных магм и соответственно уменьшении глубины становления сложных ими магматических тел. Эта закономерность практически не имеет исключений и, возможно, объясняется "высыханием" очага гранитного магнеобразования и подъемом гранитных масс в процессе общего вздымания подвижного пояса в орогенную эпоху. При этом некоторая часть умеренно водных гранитов, следующих вслед за водными, является их дифференциатами (как, например, ольховский комплекс), а часть представляет собой в определенной мере самостоятельные образования: продукты нового этапа палингенеза или дифференциаты более поздних орогенных серий.

Габброиды представляют собой обширную группу магматических пород, встречающихся в разной геологической обстановке. С одной стороны, габброиды завершают эволюцию гипербазит-габбровых ассоциаций, а с другой — являются ранними членами габбро-гранитоидных серий.

В этой главе мы рассмотрим некоторые закономерности эволюции и особенности состава габброидов в следующих ассоциациях магматических пород: в офиолитовых комплексах разного типа, в субплатформенной дунит-клинопироксенит-габбровой (платиноносной) формации и в составе габбро-гранитоидных серий. Эти магматические ассоциации объединяет то, что их эволюция происходит по котектической схеме. Габброиды, входящие в состав гиперкотектоидных (по терминологии Д.С. Штейнберга [85]) ассоциаций (щелочнобазитовая и пикрит (коматит)-базитовая серии), специально не обсуждаются, но мы постараемся показать, что полученные результаты имеют общее значение и приложимы ко всем генетическим группам. Основное внимание будет уделено котектическим особенностям состава габбро и возможности их использования для определения условий магмообразования и эволюции пород, а также сравнению состава габбро с базальтами и специфике состава габбро в разных ассоциациях.

КОТЕКТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ БАЗИТОВ

Базальты и габбро принадлежат к семейству котектик плагиоклаза с различными фемическими минералами: оливином, орто- и клинопироксеном. Вариации составов пород в рамках этого семейства достаточно велики, и данный раздел посвящен обсуждению возможности их интерпретации.

Важнейшей характеристикой базитов, отражающей котектичность их состава, является меланократовость или цветной индекс, равный $Fem/(Fem + F_{sp} + Pl)$. Этот индекс в каждой из базитовых котектик ($Ol-Pl$, Sp_x-Pl , Op_x-Pl) строго коррелирует с составом плагиоклаза во всем $P-T$ -интервале существования этих котектик. Уменьшение величины цветного индекса с ростом кислотности плагиоклаза хорошо проявлено в дифференцированных габбро-гранитоидных и габбро-сиенитоидных сериях, указывая на снижение температуры в процессе саморазвития всех типов названных серий. Однако, если мы хотим проанализировать влияние внешних условий, в первую очередь давления, на состав котектик и степень их меланократовости, то сравнивать такие котектики надо при одинаковом составе плагиоклаза. Для соблюдения этого условия в качестве основного показателя состава базитовой котектики далее будет использоваться не цветной индекс, а отношение $Fem/(Fem + An)$, которые мы назвали фемическим индексом. Это отношение, как отмечалось ранее [88], является петрохимической константой для всех габбро-гранитоидных и габбро-сиенитоидных серий, что связано с их котектической природой. Котектические линии $Ol-Pl$ и $Px-Pl$ в системе $Ab-Fem-An$, как следует из рис. 42 и 43, характеризуются примерным постоянством отношения Fem/An почти

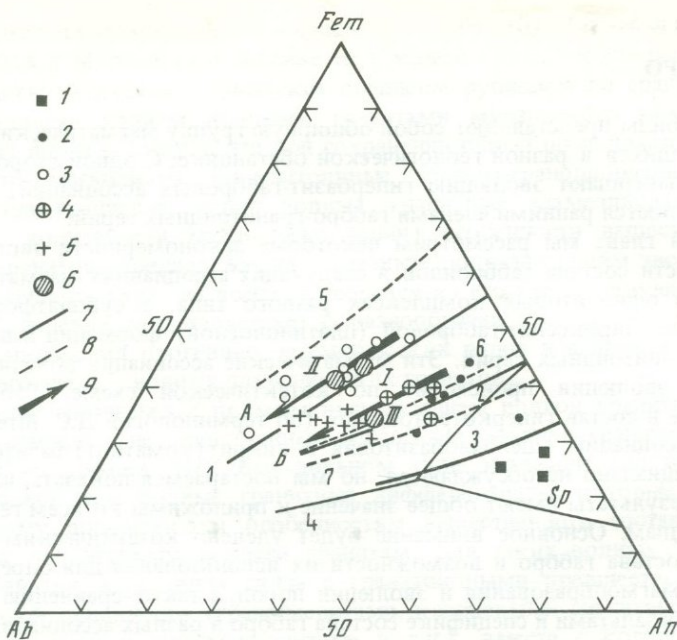


Рис. 42. Диаграмма $Ab-Fem-An$ для базитов

1–3 – офиолитовые комплексы (см. табл. 11): 1, 2 – габброиды plutонического типа: 1 – троктолит, 2 – оливиновое габбро; 3 – габбро вулканно-интрузивного типа и базальты; 4, 5 – габбро из габбро-гранитоидных серий: 4 – Южно-Калифорнийский батолит [129], 5 – средние составы (см. табл. 15); 6 – средние составы базальтов [43, 49]: толеиты океанические (I) и континентальные (II), базальты андезитовой формации (III); 7 – котектики для безжелезистых систем [94, 96, 111, 125, 134, 137]: 1 – $Di-An$, $En-Di-An$, $Fo-Di-An$ при 1 атм, 2 – $Fo-Di-An$ при 6 кбар, 3 – $En-Di-An$ при 15 кбар, 4 – $Fo-An$ при 1 атм; 8 – расчетные котектики при железистости 0,4; 5 – $Srx-An$, $Orx-Srx-An$ при 1 атм, 6 – $Srx-An$ при 15 кбар, 7 – $Orx-Srx-An$ при 15 кбар; 9 – тренды эволюции барофобных (A) и барофильных (B) ассоциаций

во всем диапазоне состава плагиоклаза. Вариации этого отношения в наибольшей мере отражают влияние давления на состав котектик не только для базитов, но и для более кислых пород.

Прежде чем остановиться на использовании фемического индекса в качестве индикатора давления, необходимо рассмотреть влияние на этот параметр типа фемического минерала, образующего котектику с плагиоклазом, и величины его железистости.

Тип фемического минерала (Ol , Srx или Orx) сильно влияет на величину фемического индекса. Так, в эвтектике с анортитом при нормальном давлении содержание диопсида составляет 57 мас.% [96], энстатита 40% [125], а форстерита 30% [134]. Аналогичные соотношения отмечаются и в эвтектических смесях более кислого плагиоклаза с соответствующим фемическим минералом. Этой закономерности в петрологической литературе не уделено должного внимания, хотя из нее следует, что в случае ортомагматических габброидов надо ожидать увеличения меланократовости в ряду троктолит–норит–диопсидовое габбро. Таким образом, мы получаем важ-

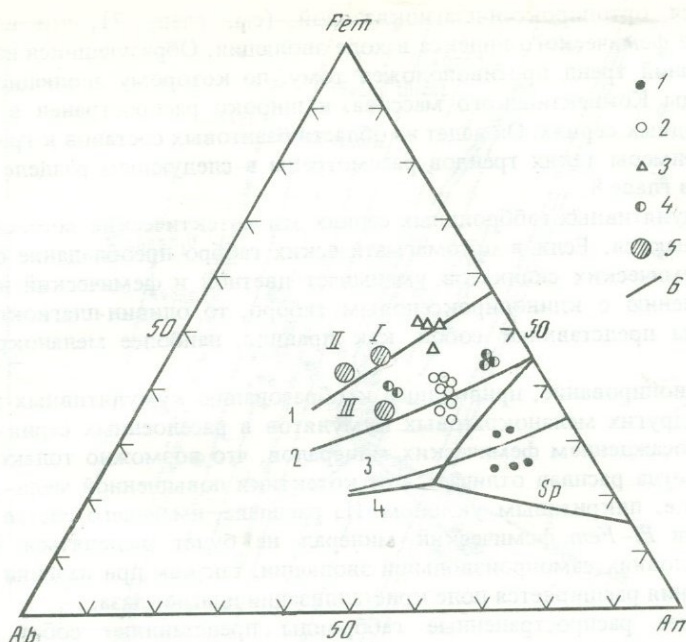


Рис. 43. Диаграмма $Ab-Fem-An$ для габброидов

1-3 — габброиды Кокпектинского массива: 1 — троктолит, 2 — оливковое габбро, 3 — диопсидовое габбро; 4 — битовнитовые и лабрадорные габбро-нориты позднего офиолитового комплекса в Хабаровском массиве [88]; 5 — средние составы базальтов: I-III — см. рис. 42; 6 — котектики для безжелезистых систем: 1 — $Di-An$, $En-Di-An$, $Fo-Di-An$ при 1 атм, 2 — $Fo-Di-An$ при 6 кбар, 3 — $En-Di-An$ при 15 кбар, 4 — $Fo-An$ при 1 атм

ный критерий для определения природы различных по составу габброидов и для отличия ортомагматических серий от кумулятивных.

Хорошим примером может служить Кокпектинский габбровый массив, входящий в состав кемпирсайско-хабарнинского офиолитового комплекса на Южном Урале [88]. Этот массив, более подробно рассмотренный в следующем разделе, сложен (от ранних к поздним) троктолитами, оливковыми габбро и диопсидовыми габбро. Породы каждой группы образуют крупные однородные по составу тела.

Положение фигуративных точек пород на диаграмме (см. рис. 43) прекрасно иллюстрирует отмеченную выше закономерность: троктолиты являются наиболее лейкократовыми породами и концентрируются в области котектики $Pl-Fo$, диопсидовые габбро, как наиболее меланократовые разновидности, располагаются на котектической линии $Pl-Di$, а диопсид-оливковые габбро занимают поле между этими котектиками. Известковистость плагиоклаза от троктолита к диопсидовому габбро уменьшается, что отражает снижение температуры кристаллизации последовательно обособляющихся расплавов.

При известково-щелочном направлении дифференциации двупироксен-плагиоклазовая или клинопироксен-оливин-плагиоклазовая котектика

меняется ортопироксен-плаггиоклазовой (см. главу 7), что вызывает снижение фемического индекса в ходе эволюции. Образующийся известково-щелочной тренд противоположен тому, по которому эволюционируют габброиды Кокпектинского массива, и широко распространен в габбро-гранитоидных сериях. Он ведет из области базитовых составов к гранитоидным. Примеры таких трендов рассмотрены в следующем разделе данной главы и в главе 8.

В кумулятивных габброидных сериях эти котектические закономерности нарушаются. Если в ортомагматических габбро преобладание оливина среди фемических силикатов уменьшает цветной и фемический индексы по сравнению с клинопироксеновым габбро, то оливин-плаггиоклазовые кумуляты представляют собой, как правило, наиболее меланократовые породы.

Фракционирование, приводящее к образованию кумулятивных троктолитов и других меланократовых кумулятов в расслоенных сериях, обусловлено осаждением фемических минералов, что возможно только в том случае, когда расплав отличается от котектики повышенной меланократовостью, т.е. пикритовым уклоном. Из расплава, имеющего состав любой котектики $Pl-Fem$, фемический минерал не будет выделяться ни при каких условиях самопроизвольной эволюции, так как при падении в ходе нее давления расширяется поле кристаллизации плаггиоклаза.

Наиболее распространенные габброиды представляют собой котектику плаггиоклаза не с одним, а с двумя или даже тремя фемическими силикатами. В первую очередь это относится к тем породам, которые образуют крупные однородные массивы.

В связи с этим следует отметить, что по фемическому индексу тройные эвтектики $Di-Fo-An$, $Di-En-An$ близки к двойной эвтектике $Di-An$. При атмосферном давлении отношение $Fem/(Fem + An)$ в них составляет 0,55–0,57. Поэтому при толеитовом пути дифференциации, который не выходит за рамки перечисленных выше котектик (см. главу 7), влиянием типа железо-магнезиального минерала на фемический индекс можно пренебречь.

Повышение железистости фемических силикатов ($Fe/(Fe + Mg)$) увеличивает цветной и фемический индексы котектик $Pl-Fem$. Обращает на себя внимание, что насыщенные кремнеземом толеитовые базальты в рамках безжелезистой системы $An-En-Di$ систематически отклоняются от котектических линий в сторону большей меланократовости. Так как реальные базальты, судя по составу вкрапленников, соответствуют котектикам $Pl-Fem$, можно предполагать, что такое отклонение обусловлено в первую очередь влиянием железа.

Действительно, нетрудно заметить, что реальные базальтовые серии объединяют породы, в которых с ростом железистости растет и их фемический индекс (рис. 44). В целом базальты и габброиды занимают обширное поле на диаграмме, но в каждой конкретной серии прямая корреляция между железистостью и фемическим индексом выражена достаточно четко.

Систематические экспериментальные исследования равновесий железистых пироксенов с плаггиоклазом не проводились, так как эти пироксены претерпевают различные превращения в области субсолидуса. Поэтому примерные оценки возможного смещения эвтектических точек с ростом желе-

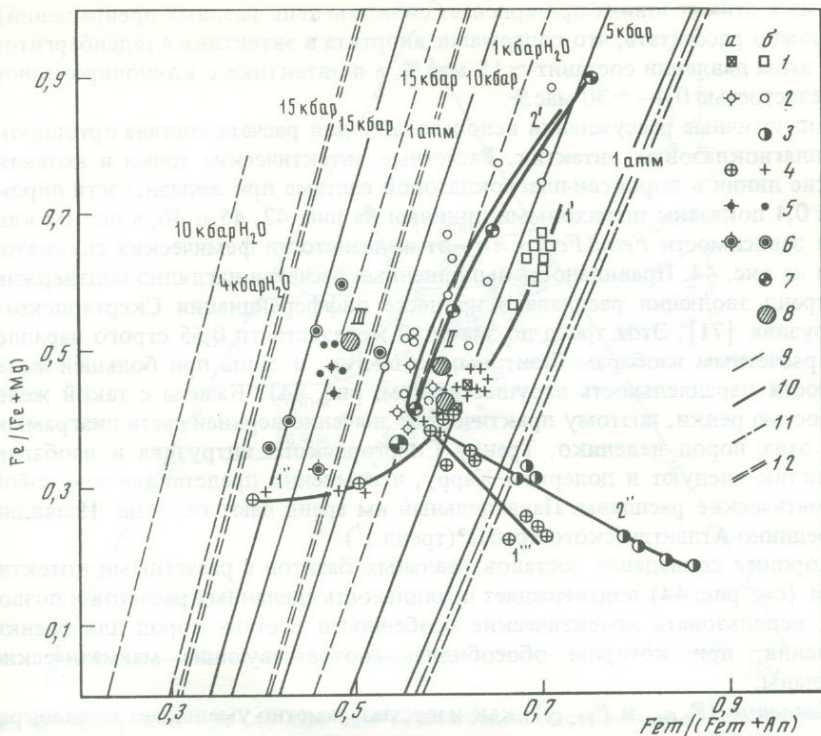


Рис. 44. Диаграмма $Fe/(Fe + Mg) - Fem/(Fem + An)$

1-6 - составы базитов (а - оливиннормативные, б - кварцнормативные): 1 - базальты вулк. Тингули, Исландия [100], 2 - долериты Карру [70], 3 - кумуляты силла Инсизва [70], 4 - базальты Срединно-Атлантического хребта [118], 5 - базальты вулк. Желтовский, Камчатка, 6 - габбро Южно-Калифорнийского батолита [129]; 7 - исходное габбро и расчетные составы остаточных расплавов при дифференциации интрузива Скергард [71]; 8 - средние составы базальтов: I-III - см. рис. 42; 9-12 - котектики $Fem-Pl$: 9 - $An-Srx$, 10 - $An-Orx-Orx$, 11 - $An-Srx-Ol$, 12 - $An-Orx$. Тренды: 1 - базальты Срединно-Атлантического хребта и Исландии: 1' - главный тренд толеитового типа, 1'' - высокоглиноземистые базальты, 1''' - пикритовидные кумуляты; 2 - долериты Карру: 2' - главный тренд толеитового типа, 2'' - кумуляты

зистости пироксена достаточно условны, однако они дают представление о масштабах этого смещения. При давлении ~ 15 кбар геденбергит плавится конгруэнтно при температуре $\sim 1290^\circ C$, что на $300^\circ C$ ниже температуры плавления диопсида при том же давлении. По известному уравнению Шредера можно рассчитать состав эвтектики анортит-геденбергит при 15 кбар (40 мас.% анортита) и ее температуру ($1190^\circ C$). В эвтектику анортит-диопсид при 15 кбар входит 62 мас.% анортита при температуре $1415^\circ C$ [137]. Следовательно, эвтектика с клинопироксеном железистостью 0,4, типичной для базальтов, должна содержать ~ 52 мас.% анортита.

Если условно принять, что при атмосферном давлении температура плавления геденбергита также на $300^\circ C$ ниже, чем диопсида (реальный геден-

бергит в этих условиях претерпевает сложную цепь фазовых превращений), то можно рассчитать, что содержание анортита в эвтектике с геденбергитом при этом давлении составит ~ 15 мас.%, а в эвтектике с клинопироксеном железистостью 0,4— ~ 30 мас.%

Аналогичные рассуждения использованы для расчета состава ортопироксен-плаггиоклазовых эвтектик. Расчетные эвтектические точки и котектические линии в пироксен-плаггиоклазовой системе при железистости пироксена 0,4 показаны штриховыми линиями на рис. 42, 45 и 46, а полная картина зависимости $Fem/(Fem + An)$ от железистости фемических силикатов дана на рис. 44. Правильность выполненных расчетов наглядно подтверждает тренд эволюции расплава в процессе дифференциации Скергардского интрузива [71]. Этот тренд до значений железистости 0,65 строго параллелен расчетным изобарам базитовых котектик, и лишь при большей железистости параллельность нарушается (см. рис. 44). Базиты с такой железистостью редки, поэтому практическое значение верхней части диаграммы для этих пород невелико. Тренду Скергардского интрузива и изобарам котектик следуют и долериты Карру, несомненно представляющие собой магматические расплавы. Параллельный им тренд дают толеиты Исландии и Срединно-Атлантического хребта (тренд 1').

Хорошее совпадение составов реальных базитов с расчетными котектиками (см. рис. 44) подтверждает правильность сделанных расчетов и позволяет использовать котектические особенности состава пород для оценки давления, при котором обособились соответствующие магматические расплавы.

Давление ($P_{общ}$ и P_{H_2O}), как известно, заметно уменьшает меланократовость пироксен-плаггиоклазовых котектик. На основании экспериментальных данных по безжелезистым системам и расчетов, выполненных нами для составов с железом, оценена общая зависимость $Px/(Px + An)$ и $Fe/(Fe + Mg)$ от давления (см. рис. 44). При изображении эвтектических точек и котектических линий учтено влияние только общего давления, а для системы $Srx-An$ построены также изобары давления воды.

Главная закономерность, как уже отмечалось выше, заключается в том, что с ростом давления содержание плаггиоклаза в котектиках с пироксеном увеличивается. Одновременно снижается отношение $Di/(Di + En)$ в системе $Srx-Orx-Pl$, наиболее близкой к природным насыщенным кремнеземом базитам: при 1 атм оно составляет 0,7, а при 15 кбар — 0,3 (рис. 45). Таким образом, в насыщенной базитовой системе два параметра сильно зависят от давления: $(Orx + Srx)/(An + Orx + Srx)$ и $Srx/(Srx + Orx)$; далее они будут использованы для анализа условий магмообразования.

В ненасыщенных кремнеземом базитах соотношения более сложные. Судя по системе $Di-An-Fe$, при росте давления до $\sim 5-6$ кбар наиболее низкотемпературный расплав обедняется диопсидом, а отношение $Fem/(An + Fem)$ уменьшается от 0,55 до 0,48 [137]. Как видно, тенденция изменения состава в этом случае та же, что и в насыщенной SiO_2 системе. При дальнейшем росте давления анортит с форстеритом совместно не кристаллизуется, а область низкотемпературных расплавов в интервале давлений до 20 кбар не выходит за пределы поля, отмеченного крпом на рис. 46.

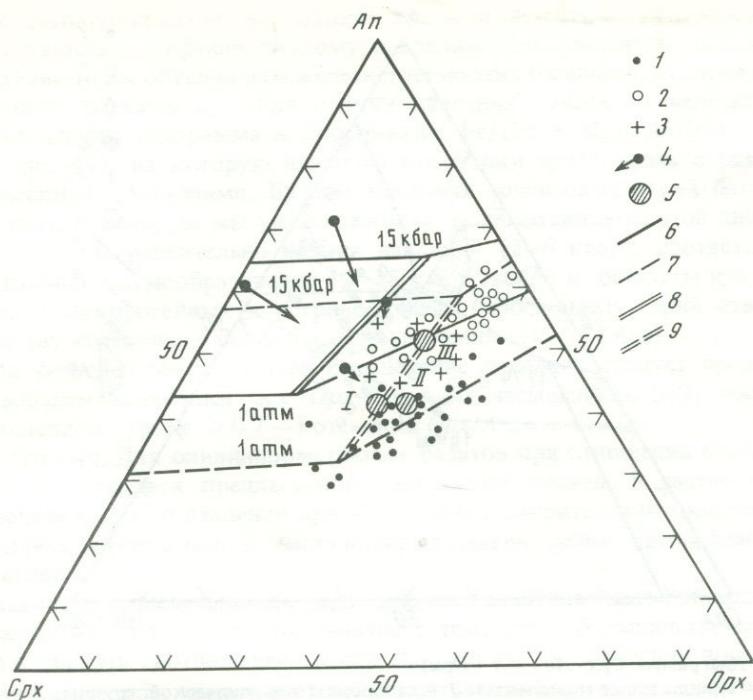


Рис. 45. Диаграмма $Cpx-An-Orx$ для базальтоидов, насыщенных кремнеземом

1, 2 – базальтоиды: 1 – толеитового типа (Срединно-Атлантический хребет, Исландия, долериты Карру [118, 100, 70]), 2 – известково-щелочного типа (вулк. Дагды, Приморье; Камчатка [6, 47]); 3, 4 – средние составы габбро (в том числе оливиннормативных): 3 – из разных типов габбро-гранитоидных серий (см. табл. 15), 4 – плутонического типа из офиолитовых комплексов (см. табл. 11), стрелки – тенденции изменения состава от габбро к базальтам; 5 – средние составы базальтов: I–III – см. рис. 42; 6 – котектики системы $Di-An-En$ при 1 атм и 15 кбар [111, 125]; 7 – расчетные котектики системы $Cpx-An-Orx$ при $f = 0,4$; 8, 9 – изменение состава тройной эвтектики в интервале давлений от 1 атм до 15 кбар в системах $Di-An-En$ (8) и $Cpx-An-Orx$ при $f = 0,4$ (9)

Анализ фазовых соотношений в системе $Di-An-Fe$ затруднен вследствие наличия поля кристаллизации шпинели, что делает эту систему псевдотройной. Однако это не мешает использованию ее для петрологических целей; примесь диоксида, увеличение железистости оливина и уменьшение основности плагиоклаза сокращают поле кристаллизации шпинели, и при плагиоклазе состава An_{67} оно исчезает даже в двойной системе $Pl-Fe$ [94].

В связи с вопросом о влиянии давления на состав базитовых котектик следует обратить внимание на то, что размещение фигуративных точек природных базитов, недосыщенных кремнеземом, характеризуется теми же закономерностями, что и насыщенных разностей в пироксен-плагиоклазовой системе. При содержании нормативного оливина до 20–30%, т.е. ненамного превышающем его количество в котектике $Ol-Cpx-An$, оливин- и кварцнормативные базиты из одних и тех же серий образуют единые вариационные линии на всех диаграммах (см.

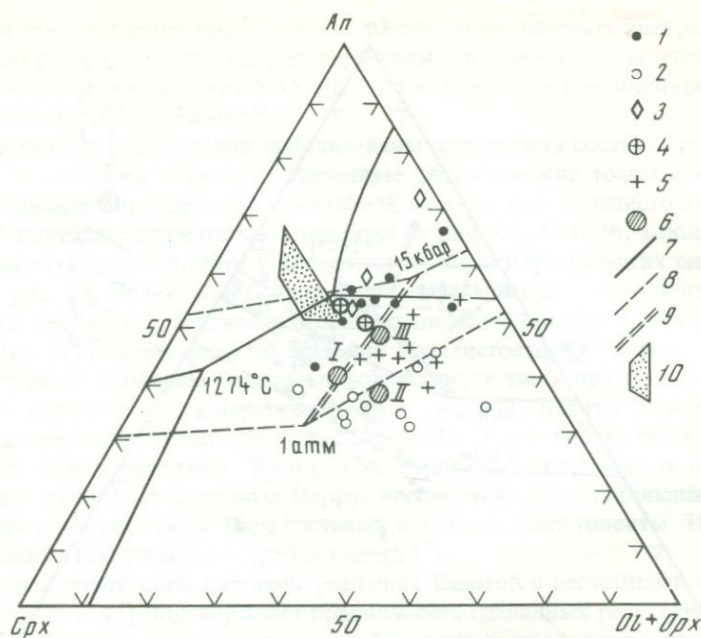


Рис. 46. Диаграмма $Srx-An-(Ol+Orx)$

1-2 — офиолитовые комплексы: 1 — габброиды плутонической группы, 2 — габбро вулcano-интрузивной группы и базальты; 3 — средние составы габброидов плутонической группы Платиноносного пояса Урала (см. табл. 14); 4, 5 — средние составы габбро из габбро-гранитоидных серий (см. табл. 15): 4 — плутонической группы, 5 — вулcano-интрузивной группы; 6 — средние составы базальтов; I-III — см. рис. 42; 7 — фазовые границы системы $Di-An-Fe$ при 1 атм [137]; 8 — расчетные котектики системы $Srx_{0,4}-An-Orx_{0,4}$; 9 — изменение состава эвтектики $Srx_{0,4}-An-Orx_{0,4}$ в интервале давлений от 1 атм до 15 кбар; 10 — поле низкотемпературных расплавов системы $Di-An-Fe$ в интервале давлений 7-20 кбар [137]

рис. 44-46). Наиболее показательна в этом отношении диаграмма $Fem/(Fem + An) - Fe/(Fe + Mg)$ (см. рис. 44). Среди долеритов Карру, базальтов Срединно-Атлантического хребта и вулкана Тингмули в Исландии преобладают кварцнормативные разности, но и базальты с нормативным оливином не выпадают из общего роя точек, располагающегося в области котектик низкого давления. (Океанические оливиновые базальты пикритоидного типа, образующие тренд 1''', а также породы силла Инсизва из системы Карру (тренд 2'') являются некотектическими по составу и представляют собой обогащенные оливином кумуляты). Общее поле образуют оливин- и кварцнормативные базальты вулкана Желтовский на Камчатке, а также габброиды Южно-Калифорнийского батолита, которые отвечают высокобарической котектике.

Приведенные примеры показывают, что для обширной области базальтовых и габбровых составов предлагаемые диаграммы могут быть использованы как для оливин-, так и для кварцнормативных составов.

Обращает на себя внимание, что некоторые типы толеитовых низкобарических базальтов имеют более высокий фемический индекс по сравне-

нию с двупироксеновой котектикой при железистости 0,4, что как будто бы соответствует крайне низкому давлению (см. рис. 45 и 46). Такое положение точек обусловлено железистостью этих базальтов, которая выше расчетного значения 0,4. Для оценки давления любых по железистости базитов удобна диаграмма в координатах $Fe/(Fe + Mg) - An/(An + Fem)$ (см. рис. 44), на которую нанесены котектики плагиоклаза с разными фемическими силикатами. Базиты типичных толеитовых серий барофильного типа, о которых мы уже упоминали, располагаются на этой диаграмме в области сравнительно низких давлений (2–6 кбар), соответствующих глубине магмообразования 10–25 км, а габбро и базальты известково-щелочных орогенных и островодужных барофильных серий отвечают по составу котектикам более высоких давлений (10–15 кбар).

Для большей части базитов определение давления следует проводить по изобарам котектики $Srx - Opx - An$; для насыщенных SiO_2 составов с отношением $Opx/Px > 0,7$ – котектики Opx/An , а с $Srx/Px > 0,7$ – котектики $Srx - An$. Для оливиннормативных базитов при отношении $Ol/Fem > 0,7$ пользоваться предлагаемой диаграммой нельзя. В частности, по ней нельзя судить о давлении при образовании пикритов или троктолитов, т.е. пород, в фемической части которых оливин резко преобладает над пироксеном.

Главная неопределенность при анализе давления магмообразования по валовому составу базитов связана с тем, что в большинстве случаев трудно оценить соотношение между $P_{общ}$ и P_{H_2O} . Давление воды, как и литостатическое, увеличивает лейкократовость базитовых котектик, но в гораздо большей степени. На диаграмме рис. 44 приведены известные экспериментальные данные Х. Йодера [148] по влиянию давления воды на состав эвтектики диопсид–анортит. Из этих данных следует, что $P_{общ} = 15$ кбар обеспечивает тот же фемический индекс котектики $Srx - An$, что $P_{H_2O} \approx 3$ кбар.

Приблизительно оценить давление воды можно на основании наличия или отсутствия магматической роговой обманки, которая в зависимости от состава базитового расплава кристаллизуется при $P_{H_2O} > 0,9 - 1,5$ кбар [34]. В целом следует признать, что надежные критерии оценки давления воды для базальтовых расплавов еще не разработаны. Целый ряд фактов свидетельствует о том, что содержание воды в базальтовой магме известково-щелочного типа выше, чем в толеитовой (см. главу 7). Это положение сейчас разделяется всеми петрологами, однако из него еще не следует, что более высокая лейкократовость известково-щелочных базальтов по сравнению с толеитовыми (см. рис. 44–46) обусловлена только давлением воды. Во многих случаях несомненно, что повышенная лейкократовость этих базитов связана скорее с влиянием общего давления. Наиболее убедительна в этом плане принадлежность ранних габброидов плутонического типа к более высокобарическим котектикам по сравнению с базальтами и габбро вулкано-интрузивной группы, образующими с плутоническими разновидностями единые магматические ассоциации (см. рис. 45 и 46). Эта закономерность выдерживается независимо от того, пересыщены породы кремнеземом или недосыщены, содержат они водосодержащие силикаты или нет.

Ниже мы вернемся к систематике базитов по этим параметрам. Здесь же

отметим, что типичные толеитовые базальты океанического типа и дифференцированных континентальных серий и траппов резко отличаются от базальтов из орогенных и некоторых островодужных серий известково-щелочного типа. Первые группируются вдоль котектик низкого давления, а вторые — в области более высокобарических котектик (см. рис. 44 и 45), что может служить объективной основой для выделения магматических серий барофильного и барофобного типов, т.е. типизации серий по признаку глубинности магмообразования (см. главу 8).

ГАББРО ПЛУТОНИЧЕСКОЙ И ВУЛКАНО-ИНТРУЗИВНОЙ ГРУПП

В классической петрографии габброиды рассматриваются как интрузивные аналоги базальтов. Эти две группы пород роднит принадлежность к обширному семейству котектик плагиоклаза с различными фемическими минералами. Однако исследователи давно обратили внимание на то, что отдельные группы габброидов обладают особенностями вещественного состава, отличающими их от всех известных типов базальтов [29, 43, 54, 72, 74, 143]. В первую очередь это относится к тем из них, которые и геологически тяготеют не к базальтам, а к различным гипербазитам. Наиболее показательны в этом отношении офиолитовые комплексы.

В *офиолитовых комплексах* габброиды обнаруживают тесную связь с гипербазитовой частью разреза и вместе с последними входят в состав метаморфизованного основания, на котором залегают базальты [36]. Во всех описанных в литературе офиолитовых комплексах габброиды заметно отличаются от базальтов из этих же комплексов повышенным содержанием алюминия, магния и кальция и низким содержанием титана, железа, щелочных металлов и фосфора. Некоторые примеры приведены в табл. 11.

Устойчивые различия в содержании петрогенных элементов сопровождаются не менее характерными различиями в концентрациях редких и рассеянных элементов: по сравнению с базальтами, офиолитовые (альпинотипные) габброиды всегда резко обеднены цирконием, иттрием, ванадием, обогащены хромом, никелем, кобальтом и имеют повышенное Ni/Co-отношение.

Наиболее сильно отличаются от базальтов троктолиты и оливиновые габбро. Диопсидовые габбро и габбро-нориты по содержанию некоторых элементов приближаются к базальтам, хотя устойчивые различия и сохраняются. Общей особенностью минерального состава всех альпинотипных офиолитовых габбро является наличие очень основного плагиоклаза (битовнита или анортита) и обедненность такими акцессорными минералами, как магнетит, апатит и сфен. В то же время в троктолитах и некоторых типах оливинового габбро присутствует хромшпинелид. Хорошей иллюстрацией к сказанному служит сопоставление базальтов и различных по составу габбро (рис. 47) в детально изученных автором офиолитовых комплексах Кемпирсайско-Хабарнинского района на Южном Урале, которые подробно описаны ранее [88].

Различия между составами габбро и базальтов отчетливо проявлены во всех типах офиолитовых комплексов: дунит-гарцбургитовом и лерцолитовом [36], дунит-гарцбургитовом и верлитовом [54], хотя сами габброиды

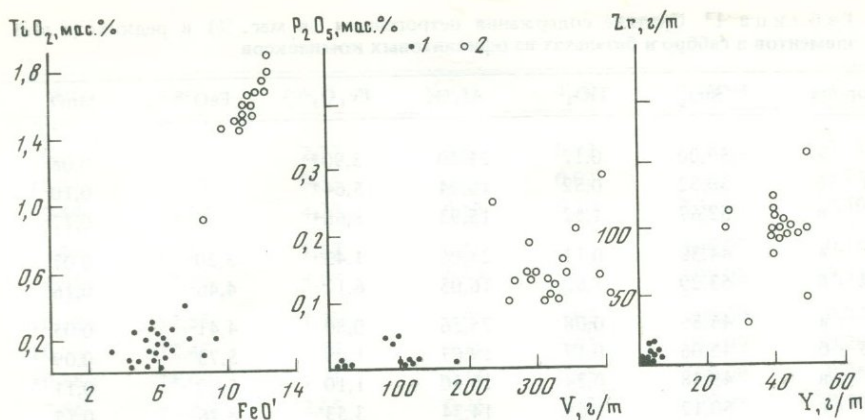


Рис. 47. Диаграмма $TiO_2 - FeO'$, $P_2O_5 - V$, $Zr - Y$ для габброидов плутонической (1) и вулкано-интрузивной (2) групп

ды в разнотипных офиолитовых ассоциациях, по-видимому, не совсем одинаковы по составу. Мы сейчас не будем систематически анализировать эти различия, так как сама классификация офиолитовых комплексов еще далека от совершенства. Во всяком случае, судя по вертикальному ряду офиолитовых комплексов Кемпирсайско-Хабарнинского района на Южном Урале, которые достаточно стандартны и типичны для континентальных офиолитов, можно предположить, что габброиды из более поздних офиолитов верлитового типа, свойственных геодинамическому режиму, близкому к современному островодужному, несколько обогащены щелочными и щелочноземельными элементами по сравнению с габброидами раннего комплекса гарцбургитового типа [88]. Однако эти различия проявлены на фоне гораздо отчетливее выраженной общности состава офиолитовых габброидов, объединяющей эти породы в особую группу, которая не имеет близких аналогов среди базальтов. Исключение составляют так называемые базальтовые коматииты, которые изредка встречаются в офиолитовых комплексах и недавно описаны в Монголии [58]. Редкость подобных пород только подчеркивает отличия состава альпийских офиолитовых габброидов от обычных базальтов и служит в то же время косвенным подтверждением магматической природы габброидов.

Наряду с рассмотренными габброидами в офиолитовых комплексах отмечаются полнокристаллические породы базальтового состава, представляющие собой интрузивную фацию базальтов, развитых в верхней части стандартного офиолитового разреза в виде пиллоу-лав. Обычно интрузивными фациями базальтов являются гипабиссальные разности, которые чаще всего авторами определяются как диабазы или габбро-диабазы и геологически обособляются в комплекс параллельных даек. Часто такие габбро образуют довольно крупные интрузивные тела, всегда геологически связанные с вулканическими или субвулканическими фациями. По минеральному составу "базальтовые" габбро представлены лабрадорowymi клинопироксеновыми или двупироксеновыми разностями, обычно в том

Таблица 11. Средние содержания петрогенных (в мас. %) и редких (в г/г) элементов в габбро и базальтах из офиолитовых комплексов

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	
1	а	49,00	0,12	21,40	3,90*	0,08	
	б	50,82	0,52	16,24	5,64*	0,10	
	в	52,67	1,52	15,93	8,68*	0,17	
2	а	44,38	0,11	21,06	1,43	3,20	0,07
	б	53,29	1,62	16,05	6,12	4,46	0,16
3	а	44,85	0,08	25,56	0,80	4,41	0,05
	б	48,06	0,17	19,67	1,09	5,73	0,09
	в	49,38	0,24	16,50	1,10	5,80	0,11
	г	50,12	1,65	14,34	3,53	8,76	0,17
4	а	51,02	1,92	14,05	5,89	8,64	0,20
	б	49,00	0,16	18,90	1,60	4,40	0,11
5	а	53,96	0,58	16,12	1,77	6,35	—
	б	47,50	0,27	18,96	6,00*	—	—
6	а	49,12	1,16	15,46	9,63*	—	—
	б	49,86	0,16	19,27	7,55*	0,15	0,15
6	а	56,83	0,41	14,98	10,80*	0,19	0,19

Порода	Rb	Sr	Zr	Y	La	
1	а	< 6	144	18	3	—
	б	< 6	138	34	15	—
	в	9	74	150	52	—
2	а	1,6	400	—	—	—
	б	4,6	160	—	—	—
3	а	< 3	140	5	2	8
	б	3	150	9	4,5	5
	в	3	130	10	5,5	7
	г	4	180	100	45	9
4	а	5	122	100	42	6
	б	2	320	—	—	—
5	а	5	340	—	—	—
	б	0	154	17	6	—
6	а	5	170	73	24	—
	б	0,7	19	—	—	—
6	а	1,8	86	—	—	—
	б	1,8	86	—	—	—

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	f
10,17	12,00	2,72	0,01	0,02	99,42	0,18
10,21	13,08	3,33	0,01	0,02	99,97	0,24
7,49	8,59	4,23	0,53	0,20	100,01	0,40
16,38	11,37	1,82	0,18	—	100,00	0,14
4,95	7,79	4,97	0,59	—	100,00	0,53
10,28	12,55	1,35	0,05	0,02	100,00	0,22
10,79	12,47	1,75	0,15	0,02	99,99	0,26
10,88	14,09	1,71	0,14	0,05	100,00	0,26
7,56	10,83	2,65	0,25	0,13	99,99	0,46
5,95	7,93	3,96	0,29	0,14	99,99	0,57
9,71	15,09	0,91	0,12	0,02	100,02	0,25
8,86	9,37	2,71	0,29	—	100,01	0,36
11,32	13,97	1,90	0,10	0,02	100,04	0,21
8,61	12,63	2,85	0,42	0,09	99,97	0,36
8,14	13,60	1,22	0,04	—	99,99	0,32
6,51	5,59	4,56	0,13	—	100,00	0,45

Yb	Nb	V	Cr	Co	Ni
—	< 2	45	560	41	337
—	4	136	707	56	179
—	7	245	216	44	104
—	—	160	400	40	200
—	—	200	150	20	50
0,6	2,4	21	985	38	283
0,9	4,0	100	763	33	169
1,0	4,3	95	977	31	140
4,0	6,2	349	290	51	92
5,0	7,0	317	47	48	45
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	1	—	732	—	172
—	6	—	335	—	100
—	—	181	183	64	187
—	—	208	249	31	75

Таблица 11 (окончание)

Порода		Нормативный состав				
		<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Q</i>	<i>Ne</i>	<i>Срх</i>
1	а	22,9	45,0	—	0,6	10,4
	б	23,0	28,8	—	3,4	27,8
	в	39,4	21,6	—	—	14,2
2	а	6,5	46,4	—	6,1	5,8
	б	47,0	19,6	—	0,8	15,2
3	а	12,5	60,6	—	—	—
	б	16,4	44,5	—	—	13,0
	в	14,3	36,1	—	—	28,8
	г	25,3	26,5	—	—	21,4
	д	37,9	20,0	—	—	15,2
4	а	8,9	46,6	—	—	22,2
	б	24,4	31,4	4,9	—	9,6
5	а	12,0	44,0	—	3,0	18,4
	б	21,7	27,9	—	3,9	26,6
6	а	11,1	47,3	0,2	—	16,6
	б	41,5	20,5	2,2	—	6,2

* Железо в виде Fe_2O_3 .

Примечание. 1 — Корсика [93]: а — троктолит, б — габбро, в — базальт; 2 — Малый Кавказ [49]: а — габбро, б — базальт; 3, 4 — Кемпирсайско-Хабарнинский район, Урал [88]: 3 — ранний офиолитовый комплекс: а — троктолит, б — оли-

или ином количестве содержащими амфибол. Набор аксессуарных минералов более широк, чем в рассмотренных выше габброидах: обычны магнетит, апатит, сфен и циркон.

В некоторых слабо эродированных континентальных офиолитовых комплексах и в современных океанических рифтах [49] габброиды, близкие по составу базальтам, являются главными интрузивными членами офиолитовой ассоциации.

Таким образом, можно констатировать, что в офиолитовых комплексах выделяются две дискретные группы габбро, одна из которых обнаруживает геологическую связь с гипербазитами и резко отлична по вещественному составу от базальтов, а другая, напротив, тесно ассоциирована с базальтами и близка к ним по вещественному составу. Габбро первой группы, как не имеющие вулканических аналогов, могут быть названы плутоническими, а второй — вулкано-интрузивными [72].

Геологические взаимоотношения этих двух групп габбро устанавливаются однозначно: габбро вулкано-интрузивного типа формируются позднее плутонических габброидов и концентрируются в верхах офиолитового комплекса. В последние годы установлено, что параллельные диабазовые дайки, располагающиеся на границе габбровой и вулканогенной частей стандартного офиолитового разреза, прорывают верхнюю часть

Нормативный состав

<i>Orx</i>	<i>OI</i>	<i>Ru</i>	<i>Ap</i>	<i>Sp</i>
—	21,1	—	—	—
—	16,7	0,3	—	—
18,4	5,2	1,0	0,2	—
—	35,2	—	—	—
—	16,4	1,0	—	—
—	26,3	—	—	0,6
5,2	20,9	—	—	—
6,0	14,6	0,2	—	—
9,6	15,7	1,2	0,3	—
6,8	18,4	1,4	0,3	—
15,2	7,1	—	—	—
29,3	—	0,4	—	—
—	22,4	0,2	—	—
—	18,8	0,8	0,3	—
24,7	—	0,1	—	—
29,3	—	0,3	—	—

виновое габбро, в — диопсидовое габбро; г — габбро-диабаз; д — базальт; 4 — поздний офиолитовый комплекс: а — габбро, б — габбро-диабаз; 5 — Оман [90]: а — габбро, б — базальт; 6 — Хан-Ташпирский комплекс, Монголия [99]: а — габбро-норит, б — диабазы, лавы. Содержание окислов пересчитано на безводное вещество.

плутонической габбровой серии, но отсутствуют в подстилающих гипербазах и примыкающих к ним габброидах [21, 36]. Из этого исследователи делают вывод о том, что породы комплекса параллельных даек, которые в нашей классификации относятся к вулкано-интрузивной группе, моложе габбро и являются их производными. В следующем разделе мы покажем, что такое заключение подтверждается петрологическими и геохимическими данными.

Базальты и их интрузивные аналоги представляют собой типичные магматические породы однородного состава, тогда как габброиды плутонической группы в офиолитовых комплексах образуют расслоенную серию, состав пород в которой в отдельных полосах варьирует в широких пределах от бесполовошпатовых до анортозитовых разностей. Естественно, что сопоставление габбро с базальтами имеет смысл только в тех случаях, когда удается доказать, что состав первых отвечает магматическому расплаву. Обычно это сделать непросто, так как процессы фракционирования, с одной стороны, и метаморфизма — с другой, затрудняют выделение ортомагматических разностей, что и служит основой противоречивых представлений о природе альпинотипных габбро. По одним данным, они являются магматическими породами, содержащими расплавные включения [4], по другим — метаморфическими [25]. Большинство исследо-

вателей очевидные различия в вещественном составе базальтов и габбро объясняет кумулятивной природой последних [36, 49, 143].

Специальное изучение показало, что в тех случаях, когда альпинотипные габбро образуют макроскопически однородные тела, они, как и базальты, отвечают по составу исходному расплаву. В этом смысле показателен пример упоминавшегося в предыдущем разделе крупного Кокпектинского массива, входящего в состав раннего офиолитового комплекса Кемпирсайско-Хабарнинского района на Южном Урале и сложенного тремя главными разновидностями пород — троктолитами, оливиновыми и диопсидовыми габбро [88]. Эти породы занимают определенное положение в структуре массива и слагают крупные однородные по составу поля: троктолиты — в лежащем боку массива, оливиновые габбро занимают в основном центральную часть массива, а в верхней части сменяются диопсидовыми габбро. Породы, располагающиеся на более высоком стратиграфическом уровне, являются одновременно и более молодыми: диопсидовые габбро образуют многочисленные жилы в оливиновом, которое, в свою очередь, рассекает троктолиты.

По составу все отмеченные разности пород относятся к типичным альпинотипным габбро и имеют характерные для них особенности. Можно только отметить, что в отличие от большинства других альпинотипных габброидов породы Кокпектинского массива сравнительно слабо метаморфизованы и часто содержат незатронутые низкотемпературными преобразованиями минералы — оливин, пироксен, плагиоклаз, хромшпинелид и сульфиды.

Расслоенные зоны, в которых породы приобретают полосчатое строение, в пределах рассматриваемого массива пользуются подчиненным развитием и составляют примерно 10–20% его обнаженной части.

Мы провели специальное исследование степени однородности габброидов путем систематического опробования их по профилю длиной 4 км, пересекающему массив от подошвы до кровли. Большой аналитический материал в полном виде приведен в работах [74, 88], а в табл. 11 представлены только средние значения. Полученные данные свидетельствуют о том, что каждая группа габбро (за вычетом расслоенных зон) довольно однородна по химическому составу и в соответствии с минеральным парагенезисом отвечает экспериментально изученным котектикам, что является, на наш взгляд, однозначным доказательством их магматической природы. Геологически этот вывод подтверждается наличием даек соответствующего состава. Особенно важны в этом смысле дайки троктолитов, обнаруженные нами среди гарцбургитов. В отличие от главной разновидности троктолитов, имеющей крупнозернистую структуру, породы даек при том же вещественном составе являются мелкозернистыми, что обусловлено их закалкой.

Таким образом, в Кокпектинском массиве плутонические габброиды представляют собой магматический расплав, изначально отличающийся по составу от базальтового. Так как они имеют много сходных особенностей с плутоническими габброидами из других офиолитовых комплексов (см. табл. 11), сравнение их с базальтами приобретает общее значение.

Особое внимание следует обратить на строгую котектичность состава габброидов (см. рис. 43). Мы уже отмечали, что в случае магматической

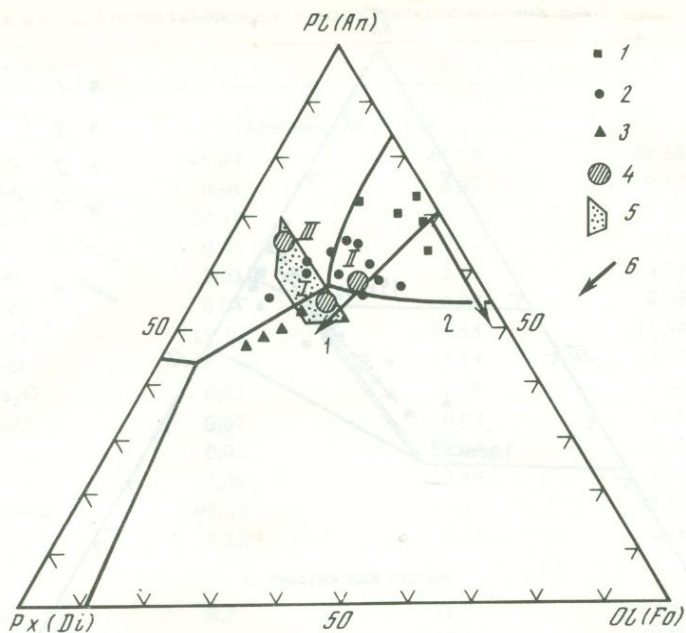


Рис. 48. Диаграмма $Px-Pl-Ol$

1-3 - габброиды Кокпектинского массива: 1 - троктолит, 2 - оливковое габбро, 3 - диопсидовое габбро; 4 - средние составы базальтов: I-III - см. рис. 42; 5 - область низкотемпературных расплавов системы $Di-An-Fo$ в интервале давлений 7-20 кбар [137]; 6 - тренды: 1 - пород из слоев, богатых и бедных пироксенном, 2 - кумулятивных и реакционных троктолитов [74]. Составы пород нанесены в координатах $Pl-Px-Ol$, поля кристаллизации отвечают системе $Di-An-Fo$ [137]

природы габброидов надо ожидать увеличения их меланократовости в ряду троктолит-норит-диопсидовое габбро. Оливковое габбро по степени меланократовости должно быть промежуточным между троктолитом и диопсидовым габбро, так как примесь оливина в котектике диопсид-плаггиоклаз увеличивает содержание в ней плаггиоклаза. Габброиды Кокпектинского массива точно соответствуют этим закономерностям. Содержание плаггиоклаза в троктолитах составляет 70-75%, в оливковом габбро - 57-67%, а в диопсидовом ~ 50%. Фигуративные точки нормативных и модальных составов троктолитов концентрируются вблизи оливин-плаггиоклазовой котектики, диопсидовых габбро - около диопсид-плаггиоклазовой котектики, а точки оливковых габбро располагаются между этими двумя линиями (см. рис. 43).

В процессе эволюции от троктолита до диопсидового габбро расплав остается в низкотемпературной части системы $Di-An-Fo$ (рис. 48), и фигуративные точки габброидов занимают область, вытянутую вдоль котектики плаггиоклаз-оливин. Этот же тренд в координатах $Spx-An-(Opx + Ol)$ хорошо соответствует следу изменения состава двупироксен-плаггиоклазовой эвтектики с понижением давления от 15 до 3-4 кбар (рис. 49).

Молодые породы в пределах этого тренда являются более меланократо-

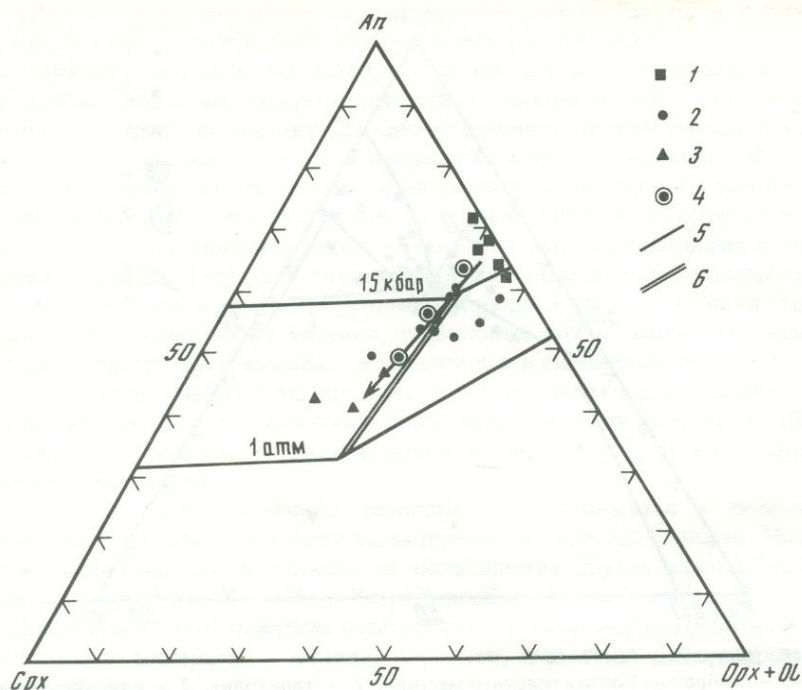


Рис. 49. Диаграмма $Cpx-An-(Ol+Orx)$ для плутонических габбро Кокпектинского массива

1-3 — см. рис. 48; 4 — возрастной ряд габбро (см. табл. 12); 5 — котектики системы $Cpx_{0,4}-An-Orx_{0,4}$; 6 — состав эвтектики в интервале давлений от 1 атм до 15 кбар

выми за счет обогащения диопсидовым компонентом и более низкотемпературными. Рост фемического индекса в процессе магматической эволюции, согласующийся с закономерностями изменения состава расплава в системе $An-Di-Fo$, ярко проявлен во всех случаях, когда удается непосредственно зафиксировать возрастные соотношения габброидов. В табл. 12 приведены составы главной разновидности оливинового габбро Кокпектинского массива (2), троктолитового ксенолита в нем (1) и жильного мелкозернистого оливинового габбро (3), секущего главную разновидность. Эти образцы отобраны из одного обнажения, расположенного в восточной части массива на правом берегу р. Шандаши. Молодые породы в этой последовательности становятся более меланократовыми за счет роста количества диопсида и содержат все менее известковистый плагиоклаз, т.е. характеризуются теми же закономерностями, что и общий возрастной эволюционный тренд плутонических габбро Кокпектинского массива (см. рис. 43, 44 и 49).

На рис. 49 хорошо видно, что фигуративные точки пород, приведенных в табл. 12, совпадают с общим трендом габбро. Поскольку такой тренд отвечает изменению состава наиболее низкотемпературного расплава в рамках систем $An-Di-Fo$ и $An-Orx-Cpx$ с понижением давления, то он

Т а б л и ц а 12. Состав габброидов Кокпектинского массива, мас.%

Компоненты	1	2	3
Химический состав			
SiO ₂	45,08	45,70	47,54
TiO ₂	0,04	0,07	0,17
Al ₂ O ₃	22,49	19,53	17,71
Fe ₂ O ₃	0,85	0,55	0,81
FeO	2,03	2,46	3,25
MnO	0,04	0,08	0,08
MgO	11,70	13,55	11,94
CaO	13,11	13,15	13,52
Na ₂ O	0,87	1,24	1,31
K ₂ O	0,07	0,09	0,10
P ₂ O ₅	0,02	Не обн.	0,03
п.п.п.	3,06	3,49	2,71
Сумма	99,32	99,91	99,17
<i>f</i>	0,12	0,11	0,16
Нормативный состав			
<i>Ab</i>	8,3	11,7	12,3
<i>An</i>	57,7	47,5	42,8
<i>Срх</i>	6,4	14,2	20,2
<i>Орх</i>	9,2	1,7	12,4
<i>Oi</i>	8,4	24,9	12,3

Примечание. 1 — троктолитовый ксенолит в оливиновом габбро (2), которое рассечено жилой оливинового габбро (3) офитовой структуры.

может быть обусловлен процессом фракционной кристаллизации в условиях падающего давления.

Для проверки этого предположения мы провели расчеты, позволяющие оценить, насколько составы пород в возрастном ряду габброидов Кокпектинского массива соответствуют модели фракционирования. Увеличение диоксидового компонента и падение содержания Al₂O₃ от троктолита к диоксидовому габбро (табл. 13) свидетельствуют о том, что обеспечить такую эволюцию может лишь фракционирование твердых фаз, близких по валовому составу к троктолиту (см. рис. 49). Так как преобладающей породой в Кокпектинском массиве является оливиновое габбро, то оно принято за исходный расплав; далее рассчитывали состав остаточной жидкости при условии удаления из этого расплава смеси оливина и плагиоклаза, отвечающей по составу среднему троктолиту (см. табл. 11). Количество остаточной жидкости принято равным 0,7. Концентрации элементов в остаточном расплаве рассчитывали по формуле

$$C^L = \frac{C^O - C^S + FC^S}{F}, \quad (5)$$

Т а б л и ц а 13. Расчет модели фракционной дифференциации для плутонических габброидов Кокпектинского массива

Компоненты	C^S Троктолит	C^O Оливиновое габбро	C^L рассчитан- ное	C^L действи- тельное Диопсидовое габбро
SiO ₂ , мас.%	44,85	48,06	49,43	49,38
TiO ₂	0,08	0,17	0,21	0,24
Al ₂ O ₃	25,56	19,67	17,20	16,50
FeO ^f	5,13	6,71	7,38	6,80
MnO	0,05	0,09	0,11	0,11
MgO	10,28	10,79	11,00	10,88
Na ₂ O	1,35	1,75	1,92	1,71
K ₂ O	0,05	0,15	0,19	0,14
Ni, г/т	283	169	120	140
Co	38	33	31	31
V	21	100	134	95
Zr	5	9	10,7	10
Y	2	4,5	5,6	5,5
Yb	0,6	0,9	1,3	1,03
La	8	5	7	7
La/Yb	13	6	5	7

а для рассеянных элементов дополнительно проверяли по формуле закона Рэлея

$$C^L = C^O F^{K-1}, \quad (6)$$

где C^L — концентрация элемента в остаточном расплаве; C^S — концентрация элемента в удаляемых твердых фазах (троктолите); C^O — концентрация элемента в исходном расплаве (оливиновом габбро); F — весовая доля жидкости, которая остается после фракционирования ($F = 0,7$); K — коэффициент разделения, определяемый как отношение равновесной концентрации элемента в твердой фазе (или фазах) к концентрации его в жидкости, из которой твердая фаза кристаллизуется. Использовали следующие значения коэффициентов разделения: для плагиоклаза 0,01, а для оливина — 0,01 (Zr, V, TR), 0,05 (V), 2,5 (Co) и 10 (Ni) [116]. В результате расчетов получено удовлетворительное совпадение рассчитанной и действительной концентрации для большинства элементов (см. табл. 13), что свидетельствует о реальности процесса котектического фракционирования в петрогенезисе эволюционного ряда плутонических габброидов.

Вследствие такого фракционирования образуется стандартная последовательность пород, которая характеризуется ростом железистости и величины фемического индекса (рис. 50, тренд 1'). Эволюция от оливинового габбро до диопсидового отвечает условиям понижающегося давления, а базиты вулкано-интрузивной группы эволюционируют в первом приближении изобарически.

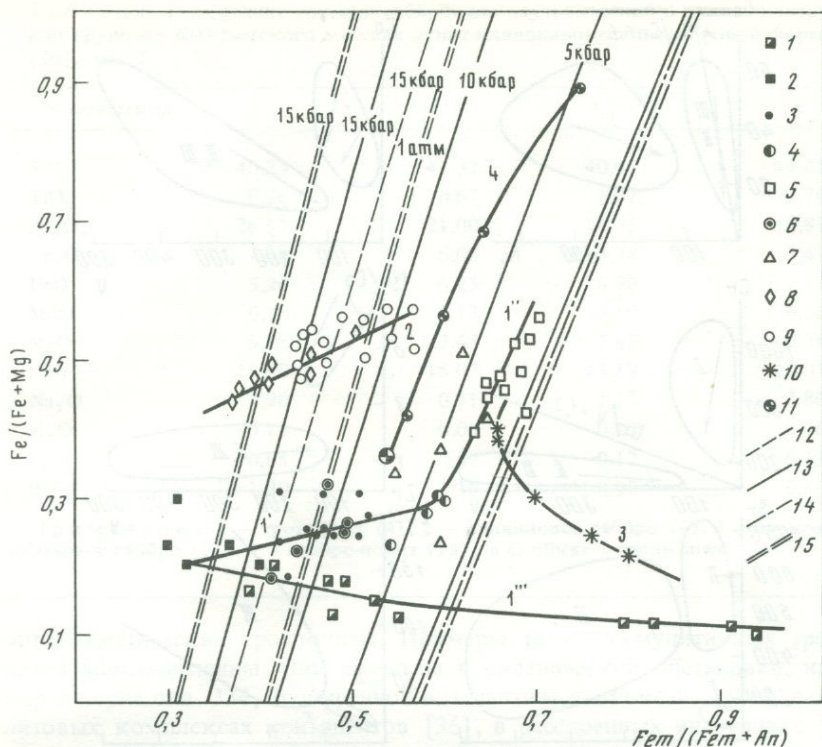


Рис. 50. Диаграмма $Fe/(Fe + Mg) - Fem/(Fem + An)$

1-5 - породы кемпирсайско-хабарнинского офиолитового комплекса: 1 - полосчатая, кумулятивная часть разреза (тренд 1'''), 2 - троктолиты, 3 - оливиновые габбро, 4 - диопсидовые габбро (тренд 1'), 5 - базальты и их интрузивные аналоги (тренд 1''); 6, 7 - средние составы пород офиолитовых комплексов (см. табл. 11): 6 - плутонические габбро, 7 - базальты и их интрузивные аналоги; 8, 9 - габброиды Платиноносного пояса Урала (тренд 2): 8 - оливиновые анортитовые, 9 - лабрадоровые габбро-нориты; 10 - средние составы пикритов и базальтов Ветреного пояса, Карелия (тренд 3) [42]; 11 - исходное габбро и расчетные составы остаточных расплавов интрузива Скергард (тренд 4) [71]; 12-15 - котектики: 12 - $An-Cpx$, 13 - $An-Cpx-Opx$, 14 - $An-Cpx-Ol$; 15 - $An-Opx$

Фигуративные точки плутонических оливиновых габбро Кокпектинского массива и средних составов из других офиолитовых комплексов (см. табл. 11) концентрируются в высокобарической области, отвечающей $P_{общ} \approx 10$ кбар, а базальты из всех офиолитовых комплексов соответствуют котектикам низких давлений (1-5 кбар) и дают отчетливо изобарический тренд (1''), отличный от тренда плутонических габбро, эволюционирующих при снижении давления (1').

Представление о кумулятивной природе главных типов офиолитовых габбро, когда последние рассматриваются в качестве кумулятов толеитовой базальтовой магмы, давшей пиллоу-лавы верхней части разреза, не согласуются с главными особенностями вещественного состава габбро и трендом их эволюции. Кумулятивные тренды офиолитовых разрезов

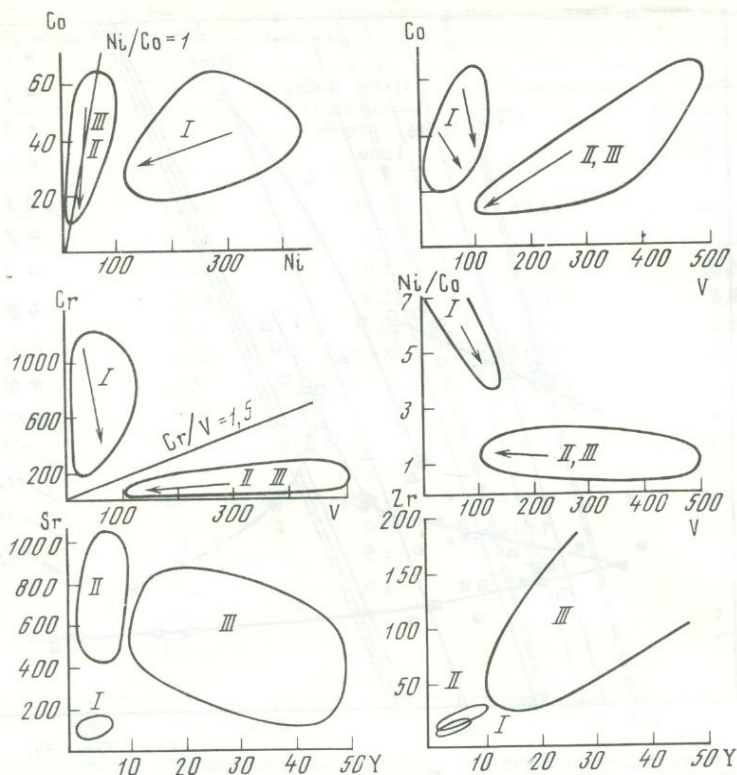


Рис. 51. Геохимические особенности габброидов разного типа (содержания элементов в г/т)

I—III — области составов габброидов: I — альпинотипных, II — из платиноносной дунит-клинопироксенит-габбровой формации, III — из разных типов габбро-гранитных серий. Стрелками обозначены тренды эволюции

отличаются от трендов магматической эволюции. В последних с ростом железистости фемический индекс растет, а в кумулятивной серии уменьшается (или железистость остается постоянной независимо от величины $Fem/(Fem + An)$). В том же Кокпектинском массиве преимущественно в нижней, троктолитовой части разреза отмечается несколько зон полосчатого строения мощностью до 50 м, в которых перемежаются слои "верлита", существенно плагиоклазовой породы типа анортозита, троктолита и оливинового габбро с переменным количеством оливина и диопсида. Зоны такого строения широко распространены в офиолитовых разрезах и обычно интерпретируются как кумулятивные [36, 43]. Фигуративные точки пород из таких зон в Кокпектинском массиве, точно так же, как и в других офиолитовых комплексах, образуют тренд (1'''), резко отличный от тех трендов (1', 1''), которым следуют ортомагматические габброиды этого массива (см. рис. 50).

В связи с этим следует заметить, что, например, оливин-плагиоклазовые кумуляты в общем случае должны быть более меланократовыми, чем

Таблица 14. Средние составы габброидов плутонической и вулкано-интрузивной групп из Кытлымского массива дунит-клинопироксенит-габбровой формации [26], мас.%

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	40,23	41,37	40,47	49,02
TiO ₂	0,26	0,67	1,02	0,76
Al ₂ O ₃	26,57	21,00	18,75	18,87
Fe ₂ O ₃	4,38	6,00	7,34	3,49
FeO	5,20	6,23	6,90	7,13
MnO	0,10	0,13	0,10	0,06
MgO	6,38	7,45	7,45	5,34
CaO	13,98	15,07	15,19	11,05
Na ₂ O	0,90	0,71	1,13	2,86
K ₂ O	0,13	0,06	0,15	0,76
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,12	0,13
п.п.п.	1,20	1,36	0,99	0,88

Примечание. 1 — троктолит (4), 2 — оливиновое габбро (6), 3 — диопсид-амфиболовое габбро (14), 4 — габбро-норит (15); в скобках — число анализов.

ортомагматические троктолиты. Примеры таких кумулятивных троктолитов многочисленны. Они известны в океанической обстановке, например в керне скв. 334, пробуренной в Атлантическом океане [106], в офиолитовых комплексах континентов [36], в расслоенных интрузивах [71], и резко отличаются от магматических повышенным содержанием магния и соответственно более низким содержанием алюминия. Они особенно характерны для серий, отвечающих эволюционному тренду пикрит-базальт, когда дифференциация осуществляется путем отсадки избыточного по отношению к базитовой котектике оливина (см. главу 7, рис. 61, тренды 2'' и 3'').

Дунит-пироксенит-габбровые и габбро-гранитные комплексы. Две группы габброидов: плутоническая и вулкано-интрузивная — обособляются не только в офиолитовых комплексах, но и во всех других типах магматических ассоциаций, содержащих базиты. В массивах дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала габброиды плутонической группы представлены анортитовыми и битовнитовыми оливиновыми или диопсидовыми разностями и систематически отличаются от альпинотипных офиолитовых плутонических габброидов высокой железистостью (см. рис. 50), повышенными содержаниями железа, титана, ванадия, стронция и фосфора, пониженным содержанием хрома и низким Ni/Co-отношением (рис. 51). Концентрации этих элементов в габброидах достигают базальтового уровня, а по стронцию намного превосходят его. С плутоническими габброидами их объединяет анортитовый состав плагиоклаза, повышенные содержания кальция, магния и алюминия, а также одинаково низкий уровень содержания иттрия и циркония.

Характерно, что тенденция изменения состава (табл. 14) в ряду троктолит-оливиновое габбро-диопсидовое габбро в массивах Платиноносного

пояса такая же, как и в альпинотипном Кокпектинском массиве. В этом ряду закономерно возрастают содержания железа, титана и уменьшается (за счет плагиоклаза) содержание алюминия, т.е. выдерживаются основные закономерности эволюции плутонических габброидов, обусловленные их котектической природой. Однако вследствие интенсивного фракционирования темноцветных минералов в Платиноносном поясе широко развиты полосчатые габброиды, что затрудняет выделение котектических типов пород. Габброиды вулкано-интрузивной группы в Платиноносном поясе представлены лабрадорowymi габбро-норитами, которые по химическому составу близки к высокоглиноземистым базальтам (см. табл. 14).

На существование двух отмеченных типов габброидов в массивах Платиноносного пояса в свое время обратил внимание А.А. Ефимов [26], рассматривавший габбро-нориты как магматические аналоги базальтов, а анортитовые габброиды — как метасоматические породы апогипербазитового происхождения.

Эволюционный тренд габброидов Платиноносного пояса, построенный по данным химического анализа представительных образцов пород Кытлымского, Павдинского и Тагильского массивов, подобен тренду альпинотипных габброидов Кокпектинского массива (см. рис. 50, тренд 2), но характеризуется большей железистостью пород. Преобладающая часть оливиновых габбро плутонической группы отвечает по составу котектике при общем давлении 15–20 кбар, а габбро-нориты вулкано-интрузивной группы — 10–15 кбар.

По содержанию рассеянных элементов плутонические анортитовые и лабрадоровые "базальтовые" габброиды не различаются и образуют единые поля, которые резко обособляются от альпинотипных габбро (см. рис. 51). Причем различны не только концентрации элементов, но и в ряде случаев знак корреляционной связи. Например, в альпинотипных габбро содержания кобальта и ванадия, величина Ni/Co-отношения и содержание ванадия связаны обратной зависимостью, а в платиноносных — прямой. Б.Г. Лутц [49] выявил подобные закономерности для различных типов базальтов и связал их с глубиной выплавления исходной магмы. В рассматриваемом нами случае различные тренды рассеянных элементов семейства железа обусловлены скорее вариациями состава в отношении петрогенных элементов, в первую очередь железа. В обогащенных железом габбро Платиноносного пояса важную роль в распределении редких элементов играет магнетит, тогда как в альпинотипных габбро, не содержащих магнетита, закономерности поведения этих элементов определяются фракционированием оливина.

Геологические взаимоотношения не оставляют сомнений в более молодом возрасте лабрадоровых габбро-норитов вулкано-интрузивной группы относительно плутонических анортитовых габбро. В Кытлымском массиве мы неоднократно отмечали жилы габбро-норитов в оливиновых и оливин-клинопироксеновых габброидах, секущие полосчатость и трахитоидность последних, что подтверждает более ранние наблюдения [26]. Возрастные соотношения габброидов плутонической и вулкано-интрузивной групп в Платиноносном поясе такие же, как в офиолитовых комплексах.

В различных типах габбро-гранитоидных и габбро-сиенитоидных ассоциаций также обособляются две группы габброидов. Как установлено в

результате исследований последних лет, в таких ассоциациях выделяется ранний габбровый комплекс, породы которого не имеют вулканических комагматов среди вмещающих эффузивов и обладают рядом общих особенностей состава с типичными плутоническими габброидами. Они закономерно отличаются от более молодых габброидов, входящих в качестве непосредственных предшественников гранитоидов в единый с ними габбро-гранитоидный комплекс и очень близких к базальтам комагматических вмещающих пород [88]. Средние составы ранних и поздних габброидов из разных типов габбро-гранитоидных серий приведены в табл. 15. Видно, что первые постоянно имеют повышенные содержания алюминия, магния, кальция и пониженные железа, титана, щелочных металлов, циркония и иттрия, т.е. характеризуются теми же особенностями, которые свойственны габброидам плутонической группы из рассмотренных выше других типов ассоциаций интрузивных пород.

Рассмотрим некоторые закономерности эволюции габбро плутонической и вулкано-интрузивной групп на примере двух детально изученных габбро-гранитоидных серий: раннегеосинклинальной высокоизвестковистой бескальевой катынадырской и позднегеосинклинальной калинатровой повышенной щелочности магнитогорской. Средние составы габбро обеих групп из той и другой серии приведены в табл. 15.

Так же как и в офиолитовых комплексах, эволюция ранних габброидов происходит в процессе снижения давления (рис. 52, тренды 1, 2), а поздние габброиды отвечают примерно изобарической котектике (см. рис. 52, тренды 1', 2').

В обоих случаях рост железистости пород сопровождается увеличением их фемического индекса. Эти и другие петрохимические вариации, отмечаемые при смене плутонических габброидов габбро вулкано-интрузивной группы (увеличение содержания титана, железа и щелочных металлов), сопровождаются в обеих сериях однотипными изменениями минерального состава. Ранние габброиды отличаются основным плагиоклазом An_{70-75} , с которым ассоциированы в катынадырской серии два пироксена, а в магнитогорской — клинопироксен и оливин. Магнетит отсутствует, железистость пород и минералов не превышает 0,35. В габбро вулкано-интрузивной группы плагиоклаз приобретает состав An_{50-65} , ортопироксен и оливин исчезают, а преобладающим фемическим минералом становится роговая обманка, ассоциированная с реликтовым клинопироксеном; кроме того, появляется магнетит и возрастает железистость минералов и пород в целом. Как видно, изменения химического и минерального состава пород, объединенных трендами 1, 1' и 2, 2', имеют тот же характер, что в офиолитовых комплексах при эволюции от плутонического габбро к базальтам и их интрузивным комагматам. Специфическая же особенность габбро, ассоциированных с гранитоидами, заключается в том, что в них обычно выделяется ветвь дифференциации, в которой параллельно с ростом железистости величина фемического индекса падает (тренды 1'', 1''', 2'' и 2'''). Подобные тренды, фиксирующие на первый взгляд эволюцию в условиях возрастающего давления, на самом деле отражают особое, так называемое известково-щелочное направление дифференциации, которое ведет от габбро в область составов, обогащенных кремнезе-

Таблица 15. Средние составы габбро из разных типов габбро-гранитоидных и тоналит-гранодиоритовых серий, мас.%

Формация	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Габбро-гранитоидные серии						
1 (4)	45,80	1,06	18,73	2,29	8,41	0,19
2 (6)	47,80	0,53	18,00	3,60	4,30	0,10
3 (14)	49,19	1,74	16,29	4,24	6,38	0,22
4 (18)	50,57	1,12	16,66	3,61	7,22	0,13
5 (18)	49,88	1,11	15,96	3,01	6,97	0,15
6 (3)	50,10	0,24	17,53	1,47	6,31	0,14
7 (5)	50,60	1,17	14,56	3,55	10,01	0,20
Тоналит-гранодиоритовые серии						
8 (13)	51,13	0,92	18,79	2,88	5,79	0,18
9 (23)	50,50	1,68	16,56	2,89	5,73	0,10
I	49,96	1,48	15,67	2,48	8,06	0,18
II	47,88	2,22	15,33	4,09	7,53	0,15
III	50,86	1,04	17,73	3,92	6,33	0,17

Формация	Or	Ab	An	Q
Нормативный состав				
Габбро-гранитоидные серии				
1	17,5	7,2	33,0	—
2	7,5	19,0	35,0	—
3	6,4	31,7	25,1	—
4	8,4	25,6	30,4	—
5	—	27,1	32,0	—
6	—	—	—	3,6
7	—	—	—	1,7
Тоналит-гранодиоритовые серии				
8	5,1	22,1	39,0	2,1
9	20,9	32,0	15,8	—
I	—	23,4	30,8	—
II	8,0	25,0	26,0	—
III	—	24,4	30,9	—

Примечание. Формации: 1 — габбро-сиенитовая; 2, 3 — габбро-граносиенитовая; 2 — ранний габбровый комплекс, 3 — габбро-гранитоидный комплекс; 4 — габбро-диорит-гранитная; 5 — габбро-диорит-плагιοгранитная (грондземитовая); 6, 7 — габбро-плагιοгранитная: 6 — ранний габбровый комплекс, 7 — габбро-плагιο-

В раннем габбровом комплексе этот тренд не выходит в общем случае за пределы базитовых составов. Например, в Кытынадырском массиве габбровый комплекс объединяет породы, варьирующие по составу от габбро до габбро-диорита. Помимо пространственной совмещенности эти породы имеют общие особенности вещественного состава (обеднены титаном, железом, цирконием, иттрием и некоторыми другими редкими

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	f
Габбро-гранитоидные серии							
5,48	8,61	2,43	2,80	0,78	3,50	100,08	0,51
8,00	11,20	2,30	0,90	0,20	2,50	99,43	0,34
5,54	8,78	3,80	0,98	0,31	2,16	99,63	0,50
5,23	8,72	2,74	1,38	0,22	1,86	99,46	0,52
6,29	9,69	2,78	0,21	0,13	2,98	99,16	0,46
7,63	12,85	0,83	0,11	—	2,22	99,43	0,36
6,73	9,86	1,62	0,13	0,06	1,42	99,91	0,52
Тоналит-гранодиоритовые серии							
4,58	9,50	2,49	0,84	0,15	2,60	99,85	0,50
5,44	6,38	4,31	3,51	1,25	1,17	99,52	0,46
7,97	11,36	2,63	0,23	0,14	—	100,16	0,41
6,99	9,00	2,85	1,31	—	—	97,35	0,47
5,37	9,81	2,69	1,00	—	—	98,92	0,50

Ne	Срх	Орх	Ol	Ru	Ap
----	-----	-----	----	----	----

Нормативный состав

Габбро-гранитоидные серии					
11,4	9,0	—	21,1	0,8	—
1,3	17,8	—	19,1	0,3	—
2,0	14,6	—	18,3	1,3	0,6
—	11,0	16,0	7,5	0,8	0,3
—	13,8	23,6	2,3	0,8	0,3
—	16,2	26,1	—	0,1	—
—	11,4	34,5	—	0,9	—
Тоналит-гранодиоритовые серии					
—	8,0	23,1	—	0,6	—
4,2	1,4	—	20,7	1,2	3,8
—	20,6	8,8	14,3	1,1	—
0,9	16,4	29,6	22,2	1,5	—
—	20,6	8,4	14,6	1,1	—

гранитоидный комплекс; 8 — тоналит-гранитная; 9 — монцодиорит-гранитная, I—III — средние составы базальтов: I — океанический толеит [49], II — оливин-базальтовая континентальная [43], III — андезитовая [43] формации, в скобках — число анализов.

элементами) и рассекаются габброидами более позднего габбро-гранитоидного комплекса [88]. Тренд 2''' объединяет те габбро позднего комплекса, которые обнаруживают наиболее тесные геологические связи с гранитоидами. Его образуют породы из зоны эруптивных брекчий, где они представлены в виде обломков разной величины, сцементированных плагиогранитоидным цементом. Хотя состав пород, представленных на

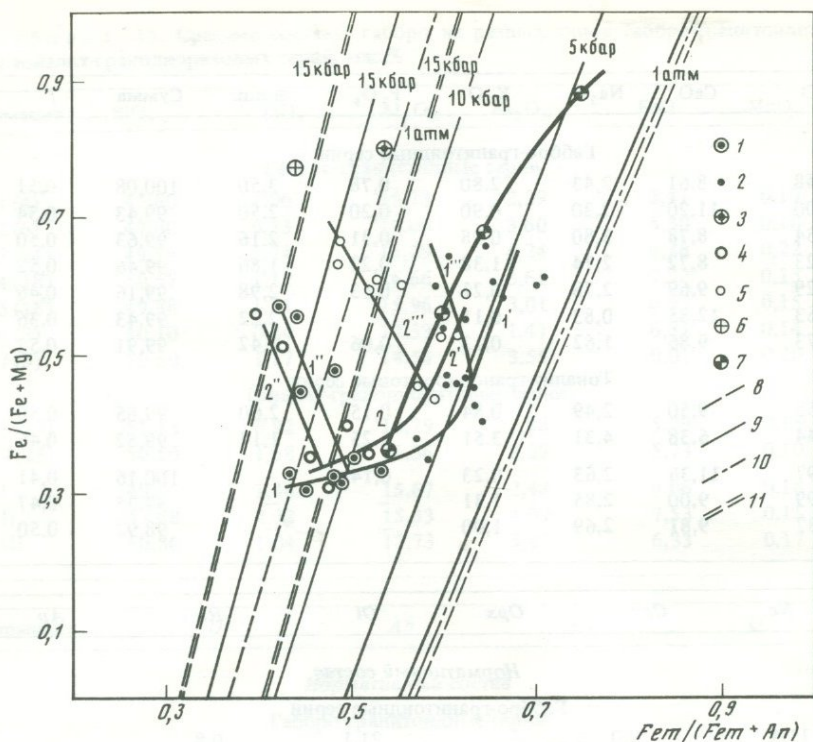


Рис. 52. Диаграмма $Fe/(Fe + Mg) - Fem/(Fem + An)$ для габбро, ассоциированных с гранитоидами

1-3 - магнитогорская серия: 1 - плутоническое габбро раннего комплекса, 2 - габбро позднего комплекса вулкано-интрузивной группы, 3 - средний состав гранита; 4-6 - катынадырская серия: 4 - плутоническое габбро раннего комплекса, 5 - габбро позднего комплекса, 6 - средний состав плагиогранита; 7 - исходное габбро и расчетные составы остаточных расплавов интрузива Скергард [71]; 8-11 - котектики: 8 - $An-Cpx$, 9 - $An-Cpx-Opx$, 10 - $An-Cpx-Ol$, 11 - $An-Opx$; 1, 2 - тренды: 1 - магнитогорской серии, 2 - катынадырской серии. Остальные пояснения см. в тексте

рис. 52 трендом 2''', не выходит за пределы кварцевого габбро-диорита, сам тренд направлен к фигуративной точке среднего состава плагиогранита - конечного члена эволюции катынадырской серии.

Аналогичная картина наблюдается в магнитогорской серии. Эволюция габбрового комплекса по известково-щелочному направлению (1'') завершается обособлением лейкократовых биотитовых габбро-норитов, а габбро позднего комплекса дают ветвь дифференциации в сторону гранитного состава (1''').

Уменьшение фемического индекса в процессе дифференциации известково-щелочного типа и связанная с этим направленность эволюционного базитового тренда в область высоких давлений на диаграмме $Fem/(Fem + An) - Fe/(Fe + Mg)$ обусловлены тем, что при таком типе дифференциации происходит смена дупироксен-плагиоклазовой или оливин-клинопироксен-плагиоклазовой котектики существенно ортопирок-

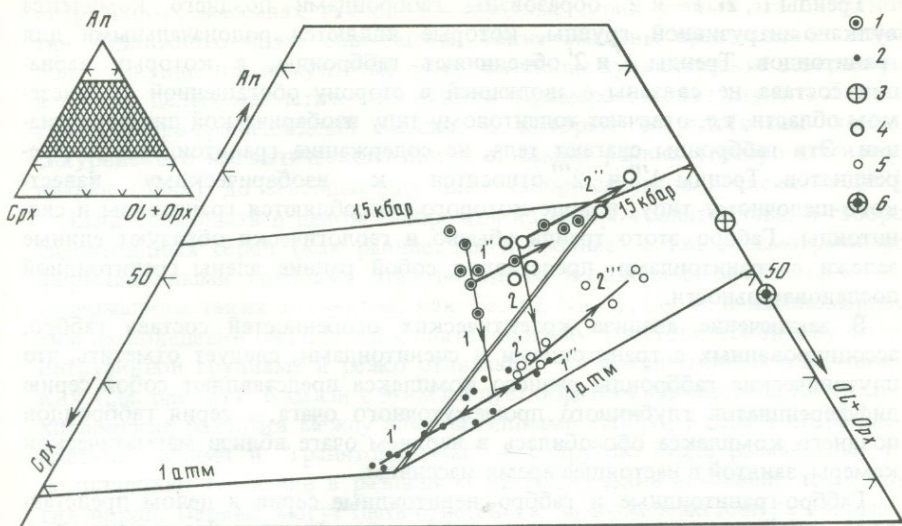


Рис. 53. Диаграмма $Srpx-An-(Ol + Orx)$ для габброидов магнитогорской и катынадырской серий

1-6 - см. рис. 52. Пояснения к трендам см. в тексте

сен-плагноклазовой. Отражением этого факта является уменьшение количества нормативного клинопироксена в ряду от габбро к гранитоидам и обычное исчезновение этого компонента на уровне гранодиоритовых составов. С этим изменением состава котектики и связано уменьшение фемического индекса пород, который в котектике $Orx-Pl$ значительно ниже, чем в котектиках $Orx-Srpx-Pl$ или $Ol-Srpx-Pl$.

Для того чтобы проанализировать условия эволюции по трендам $1''$, $1'''$, $2''$, $2'''$, следует обратиться к рис. 53, где хорошо видно, что эти тренды являются примерно изобарическими. Плутонические габбро в обеих разбираемых сериях эволюционируют в условиях более высоких давлений по сравнению с габброидами вулкано-интрузивной группы.

Таким образом, ассоциированные с гранитоидами (и сиенитоидами) габбро образуют четыре типовых эволюционных тренда. Тренды 1 и 2 плутонических габброидов объединяют главную массу этих пород, определяющую сам тип плутонических габбро. Тренды $1''$ и $2''$ соответствуют лейкократовым дифференциатам плутонических габбро, тесно связанным с ними пространственно в единые геологические тела. Вышеназванные тренды образованы породами раннего плутонического габбрового комплекса, которые слагают в общем случае самые глубокие горизонты габбро-гранитоидных массивов. Поэтому на уровне небольшого эрозионного среза они обычно пользуются слабым распространением, а преобладают различные по составу гранитоиды. В глубоко эродированных массивах, напротив, гранитоиды не сохраняются и габброиды часто рассматриваются как принадлежащие к другому формационному типу. В этом состоит одна из трудностей формационной типизации габбро и гранитоидов, к рассмотрению которой мы вернемся в главе 8.

Тренды 1', 2', 1''' и 2''' образованы габброидами позднего комплекса вулcano-интрузивной группы, которые являются родоначальными для гранитоидов. Тренды 1' и 2' объединяют габброиды, в которых вариации состава не связаны с эволюцией в сторону обогащенной кремнеземом области, т.е. отвечают толеитовому типу изобарической дифференциации. Эти габброиды слагают тела, не содержащие гранитоидных дифференциатов. Тренды 1''' и 2''' относятся к изобарическому известково-щелочному типу, в ходе которого обособляются гранитоиды и сиенитоиды. Габбро этого тренда обычно и геологически образуют единые залежи с гранитоидами, представляя собой ранние члены гранитоидной последовательности.

В заключение анализа котектических особенностей состава габбро, ассоциированных с гранитоидами и сиенитоидами, следует отметить, что плутонические габброиды раннего комплекса представляют собой серию дифференциатов глубинного промежуточного очага, а серия габброидов позднего комплекса обособилась в верхнем очаге вблизи магматической камеры, занятой в настоящее время массивом.

Габбро-гранитоидные и габбро-сиенитоидные серии в целом представляют собой интрузивные аналоги дифференцированных базальт-андезитовых, базальт-андезит-дацитовых, базальт-риолитовых и базальт-трахитовых серий. Базальты из разных типов базальт-риолитовых серий при определенной специфике состава остаются в рамках толеитов, если последние противопоставлять щелочным базальтам, которые являются родоначальными для некоторых (но далеко не для всех) типов базальт-трахитовых серий. В таком широком смысле этого термина среди толеитов по особенностям состава выделяются породы различной известковистости и глиноземистости, которые, в свою очередь, варьируют по содержанию титана, железа, калия и других петрогенных и редких элементов. Кроме того, для разных геодинамических режимов характерны свои типы базальтов (океанические, континентальные, островодужные и т.д.). Вопросам классификации базальтов посвящена огромная литература, но общепринятая логически непротиворечивая систематика этих пород до сих пор отсутствует. Применительно к целям настоящего исследования расчленение базальтов и комагматических им габбро рассмотрено в главе 8.

Особенности состава, свойственные базальтам в разных тектонических обстановках, проявлены и в комагматических габброидах. При этом, как уже отмечалось, точное соответствие составов базальтов и габбро фиксируется только для разностей из габбро-гранитоидного комплекса. Породы раннего габбрового комплекса отличаются повышенной основностью, но сохраняют специфику состава, характерную для всей серии. Например, в раннегеосинклинальной катынадырской габбро-плагиогранитной серии все породы обладают высокой известковистостью и содержат очень мало стронция. Такие же особенности состава, но еще более ярко выраженные, свойственны и плутоническим габбро раннего комплекса [88].

Преобладающие в современном эрозионном срезе поздние габбро в раннегеосинклинальных габбро-плагиогранитных сериях отвечают по составу раннеостроводужным базальтам, а в позднегеосинклинальных или посторогенных калий-натриевых габбро-гранитных (граносиенитовых) сериях — высокоглиноземистым базальтам известково-щелочного ряда или

различным типам континентальных толеитов (траппов) [88]. Во многих интрузивных массивах габбро-гранитоидные серии разных этапов развития подвижного пояса совмещены. Такие массивы представляют собой долгоживущие промежуточные очаги, питавшие вулканические извержения в течение целых магматических циклов. Примером может служить Тагильский габбро-гранитоидный массив, в котором сосредоточены породы силурийского магматического цикла от самых ранних (габбро-плагιοгранитная серия) до завершающих цикл габбро-сиенитов и сиенитов [88].

Если сравнивать в целом габброиды из габбро-гранитоидных и габбро-сиенитоидных серий (как ранние, так и поздние) с уже рассмотренными формационными группами этих пород, то необходимо заметить, что по содержаниям таких элементов, как Fe, Ti, Ni, Cr, Co, V, и закономерностям их поведения они близки к платиноносным (плутонической и вулканоинтрузивной группам) и резко отличаются от альпинотипных плутонических (см. рис. 51). В связи с этим следует обратить внимание на то, что геохимические различия между альпинотипными габбро, с одной стороны, и платиноносными и "гранитоидными" — с другой, столь разительны, что не оставляют сомнений в различном магматическом источнике тех и других пород. Первые могут быть отнесены к низкожелезистому, а вторые — к железистому геохимическим типам. В то же время по концентрациям литофильных элементов (Sr, Ba, Y, Zr и др.) "гранитоидные" габбро заметно обособляются и от альпинотипных, и от платиноносных (см. рис. 51).

Таким образом, можно констатировать, что в интрузивных базитовых ассоциациях по геологическим соотношениям и закономерным вариациям состава выделяются две дискретные группы габброидов: ранняя плутоническая, отличающаяся от базальтов большей основностью (но не величиной фемического индекса), и более поздняя вулканоинтрузивная, породы которой отвечают по составу базальтам и являются их интрузивными комагматами. Этим обстоятельством обусловлена бимодальность в области базитовых составов (рис. 54). Породы, обогащенные тугоплавкими компонентами ($Al_2O_3 + MgO + CaO$) и обедненные ими, образуют два максимума, соответствующие плутоническим габбро и габбро вулканоинтрузивной группы.

Одномодальные интрузивные базитовые комплексы, как правило, представлены габброидами одной генетической группы. Примером офиолитового комплекса, в котором присутствуют только плутонические габбро (по крайней мере, другие разновидности габброидов не описаны), могут служить породы района г. Салоники в Греции [138]. Габбро вулканоинтрузивной группы без плутонических предшественников отмечаются в некоторых габбро-гранитоидных сериях [88], ими также сложены долевитовые силлы траппов [70]. Подобные случаи не лишают универсальности вывод о сложном бимодальном строении интрузивных базитов, а означают лишь то, что на данном эрозийном срезе развита только одна из групп габбро.

Плутонические габбро во всех формационных подразделениях по особенностям вещественного состава отвечают котектикам более высоких давлений по сравнению с габбро вулканоинтрузивной группы и комагматичными им базальтам (см. рис. 42, 44—46, 50, 52 и 53).

Закономерные различия состава между габбро плутонической и вулка-

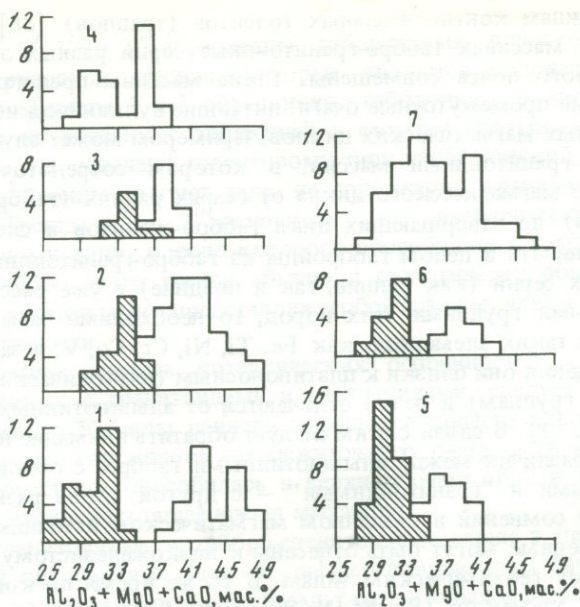


Рис. 54. Распределение суммы тугоплавких окислов ($Al_2O_3 + MgO + CaO$) в габброидах

Комплексы: 1 — кемпирсайско-хабарнинский офиолитовый [88], 2 — платиноносные составы базальтов: I—III — см. рис. 42; 8, 9 — котектики в системе $Срх-Ап-Оп(Орх)$: 8 — в системе $Di-An-En$ при 1 атм и 15 кбар [111, 125], 9 в системе $Di-An-Fe$ составов габброидов плутонической группы в комплексах, изученных автором

но-интрузивной групп сочетаются с большими вариациями, характерными для разноформационных габброидов. Как было показано выше, альпийно-типные габбро и плутонической и вулcano-интрузивной групп резко отличаются от габброидов платиноносной дунит-клинопироксенит-габбровой формации, своеобразные черты имеют плутонические и вулcano-интрузивные габброиды из габбро-гранитоидных серий и т.д. Эти различия указывают на существование каких-то общих для данных формаций факторов, определяющих специфику вещественного состава габброидов (например, состав субстрата, условия магмообразования и особенности эволюции).

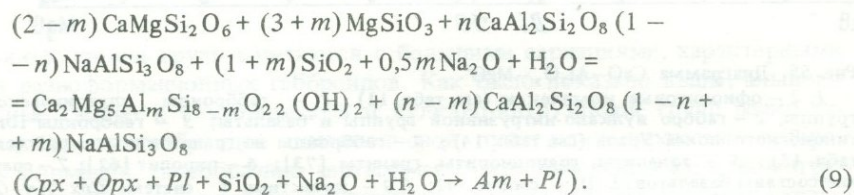
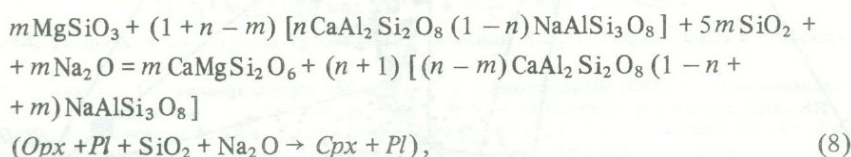
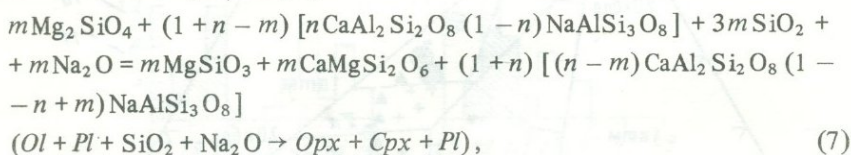
О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ГАББРО ПЛУТОНИЧЕСКОЙ И ВУЛКАНО-ИНТРУЗИВНОЙ ГРУПП

Несмотря на колеблющиеся количественные соотношения габброидов плутонической и вулcano-интрузивной групп в магматических комплексах, их постоянная пространственная совмещенность, одинаковые геологические соотношения (плутонические габброиды предшествуют базальтоидным) и устойчивые закономерные различия по составу заставляют предполагать, что между этими двумя группами габброидов существует генетическая связь.

Общей особенностью состава габброидов плутонической и вулcano-интрузивной групп является их принадлежность к семейству котектик

Приведенные ниже уравнения химических реакций, сопровождающих магматическую эволюцию базитового парагенезиса, иллюстрируют химический смысл устойчивости отношения $\text{CaO} : \text{MgO}' : \text{Al}_2\text{O}_3$ в различных базитах. Эти уравнения составлены на основании следующих принципов: 1) парагенезисы правой части являются более низкотемпературными, а слагающие их минералы занимают более низкое положение в эволюционных минеральных рядах Боуэна; 2) за вполне подвижные компоненты, добавление которых вызывает смену парагенезисов, приняты кремнезем, щелочи и вода, т.е. компоненты, накапливающиеся в процессе магматической дифференциации; 3) инертными компонентами являются CaO, MgO' и Al_2O_3 .

Для всех типов базитовых котектиков от оливин-плаггиоклазовой до амфибол-плаггиоклазовой смена парагенезисов происходит при постоянстве отношения CaO, MgO' и Al_2O_3 :



В уравнениях (7, 8) количественные соотношения фемических силикатов не зависят от состава плаггиоклаза, изменение которого в ходе реакции обозначено коэффициентом m . В тех же случаях, когда происходит смена двупироксенового (9) или оливин-клинопироксенового парагенезиса на амфиболовый, количественные соотношения Cpx и Opx (или Ol) и глиноземистость образующегося амфибола определяется тем, насколько сильно изменяется состав плаггиоклаза. Следует заметить, что по условию $m < 1$. Следовательно, амфибол, который образуется в результате реакции (9), не может быть высокоглиноземистым ($\text{Si}/\text{Al} > 7$), такой состав характерен для вторичного амфибола.

Постоянство отношения $\text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{MgO}'$ в ряду плутоническое габбро-габбро вулcano-интрузивной группы (базальт) свидетельствует о том, что не только химические преобразования, но и фракционирование не нарушает этого фундаментального соотношения. А это возможно только в том случае, если удаляемый в процессе дифференциации минеральный

Т а б л и ц а 16. Расчет модели фракционной дифференциации для габброидов плуто-нической и вулкано-интрузивной групп Кокпектинского массива

Компоненты	C_1^S	C_1^O	C	C_2^O	C_2^S
SiO ₂ , мас. %	47,83	48,06	50,12	49,38	49,30
TiO ₂	0,006	0,17	1,65	0,24	0,08
Al ₂ O ₃	20,27	19,67	14,34	16,50	16,74
FeO'	6,13	6,71	11,94	6,80	6,22
MnO	0,08	0,09	0,17	0,11	0,10
MgO	11,14	10,79	7,56	10,88	11,24
CaO	12,66	12,47	10,83	14,09	14,45
Na ₂ O	1,65	1,75	2,65	1,71	1,60
K ₂ O	0,12	0,15	0,25	0,14	0,12
P ₂ O ₅	0,008	0,02	0,13	0,05	0,04
Ni, г/т	177	169	92	140	145
Co	31	33	51	31	29
V	72	100	349	95	67
Sr	147	150	180	130	124

Примечание. C_1^S — состав, который надо удалить из среднего оливинового габбро (C_1^O), чтобы получить 10% расплава, отвечающего среднему габбро-диабазу (C); C_2^S — состав, который надо удалить из диопсидового габбро (C_2^O), чтобы получить то же количество габбро-диабазового расплава. C_1^O — оливиновое габбро, C_2^O — диопсидовое габбро (см. табл. 13).

агрегат имеет такое же отношение CaO : Al₂O₃ : MgO', что и остаточная жидкость, т.е. является базитовой котектикой. Некоторые петрологические и геологические данные (например, постепенное приближение состава плутонического габбро в процессе эволюции к базальтовому и более молодой возраст базальтоидов) указывают на возможность обособления базальтовой жидкости из магмы, отвечающей по составу плутоническому габбро, в результате фракционирования ранней базитовой котектики. Судя по соотношению концентраций таких элементов, как титан, цирконий, иттрий и ванадий, содержание которых в базальтах из некоторых комплексов на порядок выше, чем в габброидах, количество остаточной жидкости должно быть невелико.

Для проверки реальности модели фракционного происхождения базальтовой магмы в офиолитовых комплексах мы рассчитали состав породы, которую необходимо удалить из среднего оливинового и диопсидового габбро Кокпектинского массива, чтобы получить 10% остаточного расплава, соответствующего среднему габбро-диабазу раннего офиолитового комплекса (табл. 16). Расчет проводили по формулам (5) (петрогенные) и (6) (рассеянные элементы).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что как для оливинового, так и для диопсидового габбро фракционируемый состав близок к исходному, но закономерно отличается повышенным содержанием нормативного плагиоклаза (и его большей основностью) и оливина, а также более высокой общей лейкократовостью. Эти особенности, как мы уже

неоднократно отмечали, характерны для относительно более высокотемпературных продуктов кристаллизации в рамках системы *Di-An-Fe*. Таким образом, соотношения составов плутонических габброидов и базальтоидов по петрогенным и редким элементам не противоречат представлению об образовании базальтов в результате фракционной кристаллизации плутонической базитовой магмы с удалением котектики более ранних стадий кристаллизации.

Последнее обстоятельство необходимо подчеркнуть особо, так как только в этом случае объясняются все вещественные особенности в эволюционном ряду от троктолита до базальта, в том числе редкоземельный состав пород. В этом же раннем офиолитовом комплексе Кемпирсайско-Хабарнинского района от троктолита к диопсидовому габбро *La/Yb*-отношение несколько уменьшается (от 13 до 7), оставаясь в то же время очень высоким и нехарактерным для океанических образований, и лишь в габбро-диабазе и базальтах падает до 2, что уже близко к значению, свойственному океаническим толеитам. Такое поведение лантаноидов, на первый взгляд необычное для эволюционной серии, хорошо согласуется с рассмотренной моделью.

Коэффициент разделения *La* и *Yb* между оливином и базитовым расплавом составляет 0,01, для клинопироксена его значения равны 0,07 (*La*) и 0,29 (*Yb*), а для плагиоклаза 0,15 и 0,03 соответственно [116]. Из сравнения этих цифр следует, что только фракционирование котектики, близкой к троктолитовой и богатой плагиоклазом, может привести к наблюдаемому в реальной серии пород уменьшению *La/Yb*-отношения. Фракционирование оливина не должно изменять, а клинопироксена увеличивать *La/Yb*-отношение.

Мы рассмотрели закономерности эволюции в рамках ряда плутонического габбро-базальт на примере недосыщенных кремнеземом оливинсодержащих пород. Но они полностью применимы и выдерживаются в насыщенных разностях, среди которых наибольшим распространением пользуются габбро-нориты. Появление ортопироксена вместо оливина вследствие роста содержания SiO_2 принципиально не меняет установленных закономерностей.

Количественное соотношение между базитами плутонической и вулкано-интрузивной групп не обязательно отвечает 10:1, как это следует из расчета для раннего офиолитового комплекса Кемпирсайско-Хабарнинского района. Различия в составе базитов плутонической и вулкано-интрузивной групп в этом комплексе более контрастны, чем в большинстве других (см. табл. 11), поэтому данное соотношение, по-видимому, является максимальным. Для других офиолитовых комплексов удовлетворительное совпадение расчетных и реальных составов наблюдается при значении *F* (т.е. доли остаточной жидкости) $\leq 0,5$.

В последние годы получили популярность петрогенетические построения О'Хары [133], согласно которым первичное магнеобразование происходило при давлении более 30 кбар с вышланием пикритовой магмы, фракционирование из которой оливина дает всю гамму базальтовых магм. Гипотеза О'Хары, поддержанная затем многими петрологами [63], признает вторичный характер базальтовой магмы (в том числе магмы океанических толеитов) и хорошо объясняет соответствие состава базальтов от-

носителем низкобарического котектика. Однако она не согласуется с рядом фактов, среди которых А.Е. Рингвуд выделил редкость пикритовых магм, характер распределения никеля и хрома, железа и магния, иной состав включений в базальтах, чем следует из модели О'Хары, и др. [62].

Большинство из этих возражений снимается, если в качестве первичной по отношению к базальтовой рассматривать не пикритовую магму, а расплав, отвечающий по составу наиболее распространенному плутоническому габбро, т.е. битовнитовому оливиновому габбро или габбро-нориту. Такая магма, эволюционируя по котектической схеме с фракционированием котектики, близкой по составу к троктолиту, оливиновому габбро или габбро-нориту, даст весь наблюдаемый в офиолитовых или других гипербазит-габбро-базальтовых комплексах набор пород. Отсюда следует вывод об еще одном принципиальном различии базитов плутонической и вулканогенной групп. Первые являются продуктами кристаллизации первичных мантийных магм, чем и объясняется их постоянная тесная геологическая связь с мантийными гипербазитами некумулятивного происхождения — гарцбургитами, лерцолитами и т.д. Базальтовая магма, исходная для интрузивных и излившихся базитов вулканогенной группы, является производной от более основных плутонических расплавов, которые сами в виде изверженных пород распространены на земной поверхности меньше, чем базальтоиды, но, по-видимому, преобладают в так называемом третьем слое океанической коры и слагают низы "базальтового" слоя континентов.

В связи с обсуждаемым вопросом необходимо заметить, что тренды эволюции пикрит—базальт и плутоническое габбро—базальт противоположны. В первом случае эволюция осуществляется путем отсадки избыточного по отношению к базитовой котектике оливина или ортопироксена и сопровождается параллельным повышением железистости и лейкократовости. Во втором случае происходит фракционирование котектики оливин—плагиоклаз или пироксен—плагиоклаз и с ростом железистости лейкократовость не увеличивается, а уменьшается.

Примеры таких противоположных трендов показаны на рис. 50. Типичный тренд пикрит (коматиит)—пикрито-базальт—базальт представляет серия кряжа Ветреный пояс в Карелии [42]. Типичный тренд второго типа представлен кемпирсайско-хабарнинской серией троктолит—оливиновое габбро—диопсидовое габбро—базальт, габброидами Платиноносного пояса Урала (см. рис. 50, тренды 1', 2) и габброидами магнитогорской габбро-гранитоидной серии (см. рис. 52). Такие тренды присущи всем базитовым комплексам, включающим габброиды плутонической и вулканогенной групп. Они, как уже отмечалось, состоят из двух ветвей, каждая из которых отвечает габброидам одного типа. Плутонические габбро фиксируют смену базитовых котектик в условиях снижающегося давления, а габбро вулканогенной группы локализуются вдоль низкобарических котектик более низких давлений. Как следует из соответствующих диаграмм (см. рис. 44 и 50), тренды плутонических габбро трудно вывести из пикритовых. Ветвь 1^{'''} кемпирсайско-хабарнинского тренда (см. рис. 50), которая подобна пикрит-базальтовому тренду, представляет породы кумулятивного и реакционного происхождения, входящие в расчлененную серию и не являющиеся исходными для плутонических габбро.

Приведенный выше анализ полностью применим и к габбро-гранитоидным сериям, в которых, как уже отмечалось, в виде раннего комплекса обособляются габброиды, обнаруживающие общие особенности состава с плутоническими, точнее имеющие однотипные с ними отклонения от состава базальтов. В свете изложенного выше такие габброиды являются не только временными предшественниками габбро-гранитоидного комплекса, но и исходной магмой для габбро этого комплекса, которые, в свою очередь, эволюционируют в сторону гранитоидов. Этот вопрос подробно обсуждался ранее на примере габбро-гранитоидных серий [88].

Постоянная совмещенность базитов плутонической и вулкано-интрузивной групп, а также закономерные и устойчивые различия в их составе позволяют рассматривать первые как котектику плагиоклаз-фемические минералы на уровне выплавления магмы, а габброиды вулкано-интрузивной группы и базальты — как ту же котектику, но соответствующую условиям меньших давлений (в первом приближении уровню кристаллизации интрузивных аналогов базальтов в верхних промежуточных очагах). Бимодальность базитов, таким образом, имеет ту же природу, что и бимодальность гранитов вулкано-интрузивной группы [73], где максимум в 69–71% SiO₂ отвечает котектике на уровне генерации и отделения гранитной (точнее, адамеллитовой) магмы, а максимум в 74–75% — котектике на уровне кристаллизации (см. главу 4).

Наличие двух дискретных групп базитов, их геологические и вещественные соотношения дают основания сформулировать универсальную закономерность котектического базитового магматизма: во всех типах ассоциаций наиболее ранние базиты представлены плутоническими разностями повышенной по сравнению с базальтами основности и являются продуктами кристаллизации особой по составу магмы, исходной для более молодых габбро вулкано-интрузивной группы и их вулканических комагматитов — базальтов.

В базитовых ассоциациях, включающих гиперкотектоиды (щелочно-базитовых и пикрит-базитовых), по геологическим данным и вещественному составу плутонические габбро не обособляются. Породы щелочно-базитовой ассоциации содержат мантийные включения лерцолитового или иного состава, что так же, как и отсутствие плутонических разностей, может служить доказательством их прямого выплавления из мантийного вещества.

Гиперкотектоиды типа пикритов тоже принадлежат к классу первичных мантийных выделений. Их эволюция осуществляется путем отсадки избыточного по отношению к базитовой котектике оливина. Разные уровни глубинности, на которых отделяется та магма, которую мы наблюдаем в виде пород, фиксируются разным содержанием магния в этих породах. Однако этот параметр определяется также такими экстенсивными факторами, как степень плавления мантийного субстрата и степень фракционирования оливина, поэтому типизация пикритоидов по уровню генерации должна проводиться на основе других принципов.

В рассмотренной двучленной классификации щелочнобазальтовые и пикритоидные серии принадлежат к вулкано-плутонической группе в том смысле, что все разновидности слагающих их пород могут образовывать как излившиеся, так и интрузивные тела.

ПИРОКСЕНИТЫ

Мы рассмотрели некоторые особенности габброидов — пород, отвечающих котектике плагиоклаза с феррическими минералами. Бесполовошпатовыми котектическими породами являются оливиновые клинопироксениты и вебстериты. Самостоятельное геологическое значение имеют только клинопироксениты, а ортопироксениты и вебстериты представляют собой сравнительно редкие типы, не дающие отдельных крупных массивов. Они известны как реакционные образования и кумуляты в гипербазит-базитовых ассоциациях.

Мы остановимся здесь на клинопироксенитах. Эти породы присутствуют в разной геологической обстановке: в ассоциации с ультраосновными щелочными породами, в дифференцированных пироксенит-габбро-сиенитоидных комплексах и в зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивах, где они пользуются наибольшим распространением и образуют иногда крупные самостоятельные массивы (например, Качканарский в Платиноносном поясе Урала).

О генезисе клинопироксенитов, в частности входящих в состав платиноносных массивов Урала, существуют различные точки зрения [51]. Большая часть уральских петрологов вслед за А.Н. Заварицким [27] рассматривает эти породы как продукты реакции габбровой магмы с дунитами или другими магнезиальными гипербазитами [2, 26, 79], что подтверждается особенностями геологической позиции клинопироксенитов, а именно — частым залеганием их в платиноносных массивах в виде каем вокруг дунитовых ядер. Многие черты минерального состава клинопироксенитов Платиноносного пояса Урала [26, 79] согласуются с представлениями об их метасоматическом происхождении.

В то же время ряд уральских авторов [16, 35, 53] и зарубежные исследователи зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Аляски, близких по формационной принадлежности к уральским [124], приводят убедительные факты в пользу магматического происхождения клинопироксенитов подтверждая взгляды первых исследователей Платиноносного пояса, работавших в начале нашего века.

В последнее время при изучении крупного полиформационного базит-гипербазитового Хабаровинского массива на Южном Урале нами получены новые данные, позволяющие вернуться к вопросу о генезисе клинопироксенитов в рамках дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

Породы этой формации в Хабаровинском массиве слагают его восточную часть и выделяются в так называемую Восточно-Хабарнинскую ассоциацию [15, 52]. Кроме того, клинопироксениты отмечаются в сложных по составу кольцевых интрузивах [88], прорывающих альпинотипные гарцбургиты, которые преобладают в массиве.

Восточно-Хабарнинская ассоциация представляет собой стратиформную залежь, падающую на запад под гарцбургиты и сложенную снизу вверх следующим рядом пород (от поздних к ранним): габбро-нориты-магнетитовые роговообманковые гиперстен-диопсидовые пироксениты, часто плагиоклазовые (табл. 17, ан. 12, 13) — безмагнетитовые оливин-диопси-

Таблица 17. Составы пироксенитов и связанных с ними пород, мас. %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
Химический состав						
SiO ₂	39.81	44.30	44.10	49.74	46.02	45.68
TiO ₂	0.42	0.58	0.66	0.35	0.93	0.96
Al ₂ O ₃	3.40	5.95	6.26	6.56	10.73	13.04
Fe ₂ O ₃	8.54	1.70	5.08	0.27	1.13	3.85
FeO	8,56	7.65	8.79	8.28	8.26	7.55
MnO	0.17	0.13	0.13	0.15	0.12	0.15
MgO	23,42	19,28	16,26	15,68	12,66	11,34
CaO	9,19	16,73	16,35	15,23	14,29	10,22
Na ₂ O	0.30	0.75	0.48	1.10	1.63	2.12
K ₂ O	0.12	0.26	0.20	0.82	1.04	1.12
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.05	0.15	0.18	0.31
П.п.п.	6,06	2,06	1,56	2,12	2,36	3,48
Сумма	100,04	99,41	99,90	100,45	99,35	99,82
<i>f</i>	0,28	0,20	0,28	0,23	0,28	0,32
Нормативный состав						
<i>Ne</i>	—	4,8	2,9	1,2	8,5	4,7
<i>Or</i>	—	—	—	5,0	6,5	7,2
<i>Ab(Kp)</i>	3,5	—	0,5	8,0	0,8	12,0
<i>An</i>	7,8	5,5	14,7	10,5	19,2	23,3
<i>Cal</i>	—	4,0	—	—	—	—
<i>Mt</i>	9,3	1,8	5,4	—	—	—
<i>Срх</i>	31,8	56,6	54,4	52,0	42,6	23,2
<i>Орх</i>	10,4	—	—	—	—	—
<i>Ol</i>	36,9	26,7	21,5	22,9	21,7	28,8
<i>Ru</i>	0,3	0,4	0,5	0,3	0,7	0,7

Примечание. 1–10 – молотовская серия: 1 – верлит; 2, 3 – оливиновые клинопироксениты; 4–9 – меланогаббро; 4, 5 – пироксен-роговообманковое габбро, 6–9 – роговообманковое габбро; 10 – исит. Средние составы пироксенитов Восточно-Хабаринской ассоциации по А.С. Варлакову [15] и В.И. Магкову [52]; 11 – оли-

довые пироксениты (табл. 17, ан. 11) – дуниты. Пироксенитовое тело вытянуто в меридиональном направлении примерно на 10 км при ширине до 5 км. Контакт магнетитовых и безмагнетитовых оливиновых пироксенитов резкий и макроскопически фиксируется по исчезновению роговой обманки. В магнетитовых пироксенитах по направлению к контакту уменьшается крупность зерна, в первую очередь роговой обманки и появляются вкрапленники зеленого хромдиоксида (табл. 18, ан. 9), по-видимому, вследствие закалочных явлений. На контакте пород фиксируется резкое изменение содержания таких элементов, как титан, ванадий, никель, хром и другие, подобное тому, которое выявляется микронзондовым анализом в зональных зернах клинопироксена. Более ранние по времени образования оливиновые клинопироксениты обогащены хромом, никелем и обед-

7	8	9	10	11	12	13
---	---	---	----	----	----	----

Химический состав

41,58	42,10	49,55	42,50	50,93	44,31	46,10
1,28	1,10	0,52	1,32	0,28	1,06	1,10
15,80	16,40	15,79	13,93	2,10	6,12	9,9
6,91	6,60	2,59	3,98	1,37	8,44	7,0
7,65	7,21	5,23	8,65	5,19	8,39	8,1
0,14	0,14	0,12	0,15	0,15	0,28	0,3
10,46	9,30	9,21	11,86	19,36	14,19	11,2
10,00	10,80	11,39	11,12	18,49	16,18	13,0
1,74	1,84	1,80	1,69	0,27	0,44	0,9
1,28	1,26	1,14	1,72	0,07	0,14	0,5
0,31	0,55	0,23	0,28	0,01	0,03	0,1
3,29	2,91	2,36	2,72	1,57	1,12	1,8
100,43	100,21	99,93	99,92	99,73	100,70	100,0
0,43	0,44	0,31	0,36	0,15	0,39	0,42

Нормативный состав

9,7	10,0	—	9,3	—	—	—
8,0	7,8	7,2	5,8	—	—	2,8
—	0,7	16,4	(2,7)	2,8	4,8	8,7
32,7	33,8	32,1	26,2	4,5	14,7	21,8
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	9,1	7,6
15,0	17,6	10,3	24,6	69,6	54,4	37,0
—	—	20,7	—	6,8	4,4	19,6
33,5	29,2	12,9	30,6	16,2	11,9	1,6
0,9	0,8	0,4	0,9	0,2	0,8	0,8

виновые, 12 — магнетитовые; 13 — плагиоклазовые (тылаиты). Модальный состав пород 8, 9 в мас. % (рассчитан по составу роговой обманки из табл. 18): 8 — *Am* 77,2, *Pl*₇₀ 16,6, *Fsp* 1,8, *Q* 1,4, *Ap* 1,0, *Mt* 0,9; 9 — *Am* 68, *Pl*₅₂ 23, *Fsp* 3, клиноцоизит 4, *Q* 1, 0, *Mt* 0,5, *Ap* 0,5. *Kp* — калиофилит, *Cal* — алюминат кальция.

нены титаном и ванадием по сравнению с магнетитовыми разностями (см. рис. 57, а).

Два отмеченных типа клинопироксенитов (оливиновые безмагнетитовые с низкими содержаниями железа и глинозема и более железистые и глиноземистые магнетитовые, часто плагиоклазосодержащие) присутствуют в большинстве комплексов, где распространены клинопироксениты, в том числе в массивах Платиноносного пояса Урала. Здесь они находятся в таких же геологических и возрастных соотношениях, что и в Восточно-Хабарнинской ассоциации: оливиновые клинопироксениты являются более ранними по отношению к магнетитовым разностям и слагают внутренние зоны клинопироксенитовых залежей, примыкающие к дунитовым ядрам [26, 79].

Т а б л и ц а 18. Химические составы клинопироксенов, амфиболов и гранатов из пироксенитов и меланогаббро, мас. %

Компо- ненты	1 (4)	2 (1)	3 (1)	4 (3)	5 (2)	6
SiO ₂	55,29	53,24	50,35	55,43	53,70	52,07
TiO ₂	0,04	0,29	0,57	0,20	0,13	0,15
Al ₂ O ₃	1,00	0,51	5,08	0,77	2,23	3,90
Cr ₂ O ₃	0,54	0,30	0,02	0,50	0,15	0,26
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	3,05*	2,80*	7,00*	2,94*	4,69*	6,06*
MnO	0,04	0,11	0,13	0,10	0,13	0,11
MgO	16,84	15,78	13,20	17,43	15,09	15,12
CaO	23,42	24,78	22,81	23,41	24,14	23,38
Na ₂ O	0,17	Не опр.	0,18	0,16	0,18	0,21
П.п.п.	Не опр.	”	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,39	97,81	99,34	100,94	100,44	101,26
f	0,09	0,09	0,23	0,09	0,15	0,18

* Анализы выполнены на микроанализаторе ГХА-5, аналитики В.А. Вилисов, В.Г. Гмыря.

П р и м е ч а н и е: 1–7 – клинопироксены из пород молотовской серии: 1–3 – из пироксенитов: 1 – вкрапленники и ядра зональных зерен, 2 – ядра, содержащие вкрапленность хромшпинелида, 3 – краевые зоны зональных зерен, 4 – вкрапленники в роговообманковом меланогаббро, 5 – зерна из основной массы пироксен-роговообманкового меланогаббро, 6, 7 – из верлитов: 6 – вкрапленник, 7 – включение в

Зеленые существенно хромдиоксидовые и черные авгитовые с магнетитом пироксениты фиксируются в виде включений в одних и тех же телах щелочных базальтов [98], что свидетельствует об их тесном сосуществовании и на мантийном уровне.

Кольцевые интрузивы в гарцбургитах Хабаровинского массива (200–500 м в поперечнике) сложены верлитами, оливиновыми клинопироксенитами, габброидами, сиенито-диоритами, в том числе фельдшпатоидными, гранитоидами. Эти породы в пределах отдельных интрузивов образуют согласные кольцевые и секущие радиальные тела с четкими геологическими взаимоотношениями, свидетельствующими об их гомодромном порядке внедрения. Кроме того, все названные разновидности пород вблизи интрузивов дают самостоятельность тела типа даек или штоков.

Один из таких интрузивов, названный нами Молотовский по имени балки, в борту которой он расположен, имеет штокообразную форму (рис. 56). Его краевая часть сложена кольцевым телом оливиновых клинопироксенитов, которые содержат включения тектонизированных верлитов размером до 10–20 м в поперечнике и прорваны кольцевыми и радиальными дайками клинопироксен-роговообманковых и роговообманковых габбро, часто имеющими пегматоидную текстуру (см. табл. 17, ан. 1–8). В центральной части интрузива залегают кварцевые роговообманковые габбродиориты и гранодиориты. В непосредственной близости от интрузива в гарцбургитах отмечаются изометричные тела оливиновых клинопироксенитов, дайки и штоки габбро и гранитоидов, т.е. всех тех пород,

7	8 (3)	9 (3)	10	11	12	13	14
50,39	54,21	54,23	49,77	41,67	40,76	48,65	40,31
0,37	0,10	0,15	0,59	1,19	1,38	0,74	0,96
4,52	1,07	2,15	5,09	14,01	13,79	10,73	19,62
0,23	0,62	0,39	0,02	0,04	0,02	He опр.	0,08
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	3,65	5,46	2,22	He опр.
7,07*	3,67*	4,90*	8,70*	7,28	10,38	8,36	19,88*
0,13	0,13	0,16	0,30	0,09	0,22	0,21	0,95
14,88	16,82	16,16	14,03	15,78	12,05	13,63	5,91
23,21	24,55	22,58	20,32	11,99	11,15	11,48	10,69
0,19	0,21	0,29	0,50	1,51	1,75	0,81	He опр.
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	2,16	2,30	2,75	"
101,00	100,34	101,01	99,34	100,50	100,48	100,53	98,40
0,21	0,11	0,15	0,25	0,28	0,41	0,30	0,65

олиивине; 8, 9 — клинопироксены из пироксенитов Восточно-Хабарнинской ассоциации: 8 — вкрапленники в оливиновых, 9 — вкрапленники в магнетитовых; 10 — из основной массы магнетитовых; 11—13 — роговые обманки: 11 — из обр. 2, 12 — из обр. 8 и 13 — из обр. 9, составы которых приведены в табл. 17; 14 — аксессуарный гранат из пироксен-роговообманкового меланогаббро (обр. 5 в табл. 17); в скобках — число микронзондовых определений, железо в виде FeO.

которые входят в состав самого интрузива. Гарцбургиты вокруг массива интенсивно антигоритизированы и карбонатизированы, а местами превращены в тальк-карбонатные породы. Эти геологические данные свидетельствуют о магматической природе всех разновидностей пород, их интрузивном залегании, что особенно важно в отношении клинопироксенитов — наиболее ранних членов серии.

Ясные геологические признаки магматического генезиса побудили нас предпринять тщательное изучение минерального состава пироксенитов. Они представляют собой средне- и крупнозернистые породы (2—7 мм), состоящие из зонального клинопироксена и оливина, которые сцементированы крупными зернами роговой обманки со включениями изометричных овальных зерен Mg-титаномагнетита. Кроме того, эти породы содержат редкие крупные (до 2—3 см) идиоморфные вкрапленники маложелезистого и малоглиноземистого зеленого хромдиопсида, который является ликвидусной фазой. Аналогичный по составу диопсид слагает ядра зональных зерен (см. табл. 18, ан. 1). Эти ядра наблюдаются не в каждом зерне. Они имеют идиоморфные ограничения и макроскопически выделяются светлой окраской, а под микроскопом — прозрачностью. В ядрах содержание хрома уменьшается от центра к краю при постоянном содержании железа и алюминия (рис. 57, б). На границе с каймой фиксируется резкий градиент в содержаниях всех названных элементов: практически исчезает хром и сильно повышается концентрация железа и алюминия.

Минеральную фазу, парагенную хромдиопсиду, найти не удалось. Он

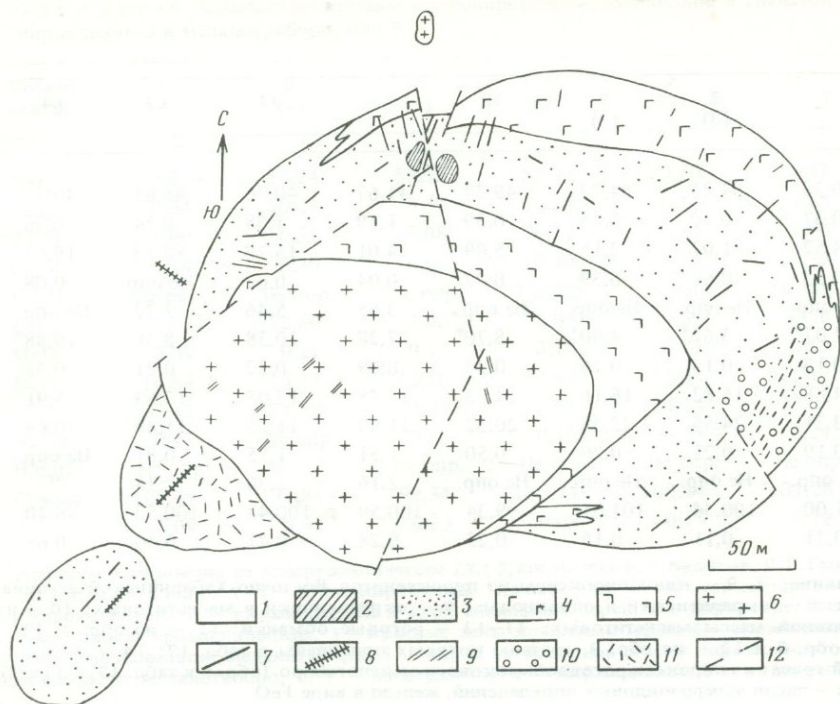


Рис. 56. Геологическая карта Молостовского интрузива (составили Е.В. Пушкарев, Г.Б. Ферштатер)

1 — гарцбургит, 2 — верлит, 3 — оливинный клинопироксенит, 4 — пироксенороговообманковое меланогаббро, 5 — роговообманковое меланогаббро, 6 — гранодиорит; 7-9 — дайки: 7 — габбро, 8 — гранодиорит- и граносиенит-порфиры, 9 — аплиты; 10 — амфиболитизированный пироксенит; 11 — апогарцбургитовые талькарбонатные породы; 12 — тектонические нарушения

не содержит никаких включений, кроме хромшпинелида, который является продуктом распада первичного еще более богатого хромом диопсида. Выделение хромшпинелида сопровождается уменьшением содержания хрома и алюминия в диопсиде (см. табл. 18, ан. 2). Эти данные позволяют предположить, что кристаллизация пород началась в условиях гранатовой фации глубинности, где хромшпинелид неустойчив и растворяется в пироксене. Такое предположение подтверждается валовым составом пород, отвечающим высокобарической оливин-клинопироксеновой котектике, о чем будет сказано ниже, а также находками акцессорных гранатов пироп-альмандин-гроссулярового состава (см. табл. 18, ан. 14), относящихся к высокобарическому эклогитовому типу [66].

Крайние части пироксеновых зерен, составляющие не менее 2/3 их общего объема, содержат заметно больше алюминия и железа, чем ядро. Зоны, примыкающие к хромдиопсидовому ядру, имеют железистость 0,12-0,17 и ассоциируют с оливинном Fo_{88-83} и хроммагнетитом, а к краю железистость пироксена возрастает до 0,25 и содержание глинозема до 5% (см. табл. 18, ан. 3), парагенный оливин приобретает состав

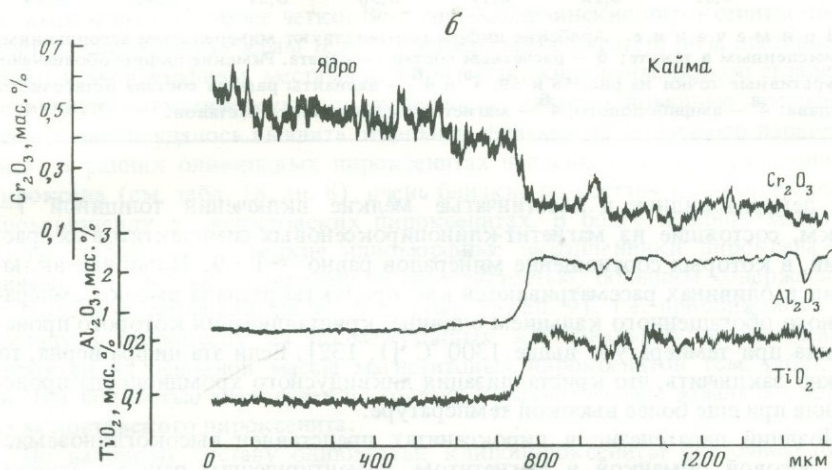
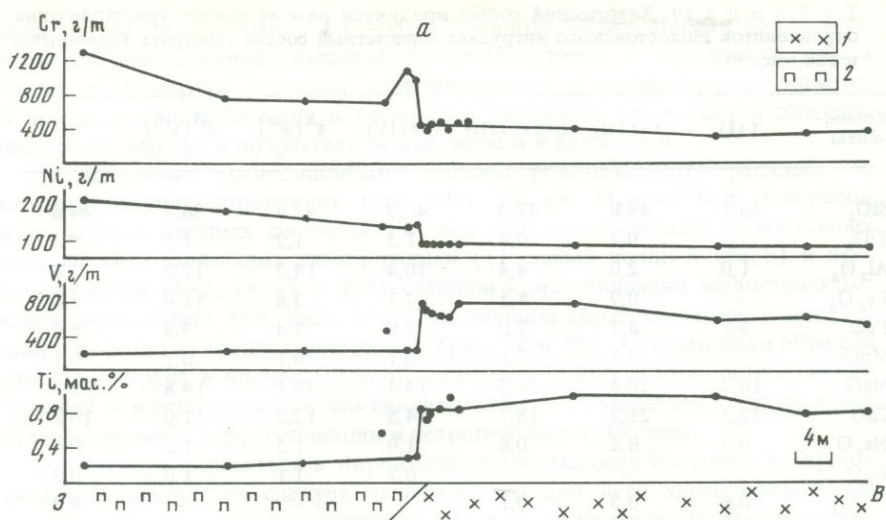


Рис. 57. Геохимические профили

а — разрез через контакт магнетитовых (1) и оливиновых (2) клинопироксенов Восточно-Хабаринской ассоциации (анализы выполнены в отделе физико-химических методов анализа ИГГ УНЦ АН СССР под руководством М.В. Траяновой)

б — изменение содержаний Cr_2O_3 , Al_2O_3 и TiO_2 в зональных зернах клинопироксена из молотовских пироксенов (анализ выполнен на микроанализаторе IXA-5, аналитик В.А. Вилисов)

Fo_{80-75} , а окисная фаза преобразуется в богатый магнием титаномagnetит (TiO_2 3,22%, Al_2O_3 2,06%, MgO 6,21%).

Оливины в рассматриваемых породах, как и клинопироксены, образуют редкие вкрапленники размером до 1,5 см и изометричные зерна в мелко-среднезернистом базисе. Первые имеют зональное строение: ядра в них представлены Fo_{88} , кайма Fo_{80} . Зерна основной массы варьируют по составу от Fo_{80} до Fo_{75} . Оливины содержат закономерно ориентирован-

Т а б л и ц а 19. Химический состав продуктов разных этапов кристаллизации пироксенитов Молостовского интрузива и расчетный состав субстрата (приведены к 100 мас. %)

Компо- ненты	1 (I)	1+2 (II)	1+2+3 (III)	3+4 (IV)	4 ^а (V ^а)	4 ^б (V ^б)	0
SiO ₂	55,1	49,8	47,3	40,9	42,4	36,7	44,0
TiO ₂	—	0,2	0,4	1,3	1,2	1,5	0,4
Al ₂ O ₃	1,0	2,0	4,4	10,4	14,2	12,7	3,8
Fe ₂ O ₃	—	0,9	1,1	7,7	3,8	11,0	3,0
FeO	3,1	4,7	7,0	9,0	7,4	9,9	6,0
MnO	—	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	16,7	20,4	20,3	14,4	16,1	14,8	31,3
CaO	23,3	21,2	18,7	14,5	12,2	11,0	10,5
Na ₂ O	0,2	0,2	0,6	1,0	1,5	1,3	0,4
K ₂ O	—	—	—	0,7	1,1	1,0	0,2
Cr ₂ O ₃	0,6	0,3	0,1	—	—	—	0,3
<i>f</i>	0,09	0,13	0,19	0,38	0,27	0,40	0,14

П р и м е ч а н и е. Арабские цифры соответствуют минеральным ассоциациям, перечисленным в тексте; 0 — расчетный состав субстрата. Римские цифры обозначают фигуративные точки на рис. 58 и 59. 4^а и 4^б — варианты расчета состава остаточного расплава: 4^а — амфиболового, 4^б — магнетит-амфиболового составов.

ные дендритовидные и пластинчатые мелкие включения толщиной 1—2 мкм, состоящие из магнетит-клинопироксеновых симплектитовых сростаний, в которых соотношение минералов равно ~1 : 9. Подобные включения в оливинах рассматриваются как продукты распада высокотемпературного обогащенного кальцием оливина, кристаллизация которого происходила при температуре выше 1300 °С [1, 132]. Если эта цифра верна, то можно заключить, что кристаллизация ликвидусного хромдиопсида происходила при еще более высокой температуре.

Поздний парагенезис в пироксенитах представлен высокоглиноземистой роговой обманкой и магнетитом, цементирующим раннюю оливин-клинопироксеновую ассоциацию. Магнетит содержит продукты распада твердого раствора, распределенные зонально: в центре зерен — выделения шпинели, затем следует зона ульвёшпинелевых вrostков, а в краевой части локализуется ильменит. Эта зональность фиксирует смену в процессе кристаллизации Mg-магнетита титаномагнетитом. Последний вместе с роговой обманкой (табл. 19, ан. 4а) являются продуктами кристаллизации остаточного расплава, обогащенного водой. Состав этого расплава, рассчитанный с учетом количественных соотношений роговой обманки и титаномагнетита, оказался близким к пикрито-базальту (табл. 19, ан. 4б).

Выявленные особенности минерального состава клинопироксенитов свидетельствуют о том, что они содержат четыре сменяющие друг друга минеральные ассоциации: 1) хромдиопсид ($f < 0,1$); 2) хромсодержащий диопсид ($f = 0,12-0,17$), оливин ($f = 0,12-0,18$), хроммагнетит; 3) авгит ($f = 0,18-0,25$), оливин ($f = 0,20-0,24$), магномагнетит; 4) высокоглино-

земистая роговая обманка ($f = 0,3$), титаномагнетит. Первая ассоциация является ликвидусной, высокобарической, вторая — промежуточной, а третья и четвертая отвечают кристаллизации в магматической камере. В процессе кристаллизации в расплаве и минералах уменьшается содержание хрома, магния и возрастает титана, железа и алюминия.

На основании предполагаемого состава родоначального расплава, за который принят пироксенит (см. табл. 17, ан. 2), составов минералов и их количественных соотношений, мы рассчитали составы минеральных ассоциаций, отвечающих самой ранней (1), самой поздней (4а, б) и промежуточным (1+2, 1+2+3 и 3+4) стадиям кристаллизации молостовского клинопироксенита (см. табл. 19). Эти составы образуют тренд, совпадающий с породным трендом интрузива (рис. 58 и 59). Аналогичным образом эволюционирует в процессе кристаллизации и главный породообразующий минерал — клинопироксен, что свидетельствует о существенной роли кристаллизационной дифференциации в петрогенезисе интрузива.

Если теперь обратиться к пироксенитовому массиву Восточно-Хабаринской ассоциации, то следует отметить, что для него характерны те же закономерности, которые установлены для молостовского пироксенита, но выражены они менее четко. Восточно-Хабаринские пироксениты образуют крупное по размерам тело, их минеральные парагенезисы претерпели отжиг и метаморфизм, местами породы катаклазированы. Все это сгладило первичную магматическую неравновесность, однако с помощью детальных исследований удалось выявить отдельные фрагменты первичного парагенезиса. В ранних оливиновых пироксенитах найдены редкие вкрапленники пироксена (см. табл. 18, ан. 8), очень близкие по составу к ликвидусному хромдиопсиду в молостовских пироксенитах. В более поздних магнетитовых пироксенитах редкие идиоморфные вкрапленники пироксена отличаются несколько повышенной железистостью, большим содержанием глинозема и меньшим хрома (см. табл. 18, ан. 9), т.е. приближаются по составу к пироксену из промежуточных зон зональных зерен. Клинопироксен из основной массы магнетитовых пироксенитов (см. табл. 18, ан. 10) полностью аналогичен по составу краевым частям зональных зерен из молостовского пироксенита.

По валовому составу оливиновые клинопироксениты Восточно-Хабаринской ассоциации близки к раннему минеральному парагенезису (1+2) молостовского пироксенита, а более поздние магнетитовые плагиоклазовые разности (тылаиты) — позднему парагенезису (3+4) (см. табл. 17, 19 и рис. 58, 59).

Исследователи клинопироксенитов Платиноносного пояса не отмечали присутствия в них вкрапленников хромдиопсида. Однако судя по литературным данным, более ранние оливиновые пироксениты состоят из мало-железистого и малоглиноземистого пироксена с содержанием Cr_2O_3 до 0,5%, а магнетитовые и плагиоклазовые разности, так же как и в Восточно-Хабаринской ассоциации, — из бесхромистого, но более железистого и глиноземистого пироксена [25, 53, 79]. По валовому химическому составу оливиновые пироксениты, начинающие эволюционный тренд, отвечают раннему молостовскому парагенезису (1+2), а более поздние породы локализуются вдоль расчетного и реального тренда молостовской серии (см. рис. 58, тренд 3а).

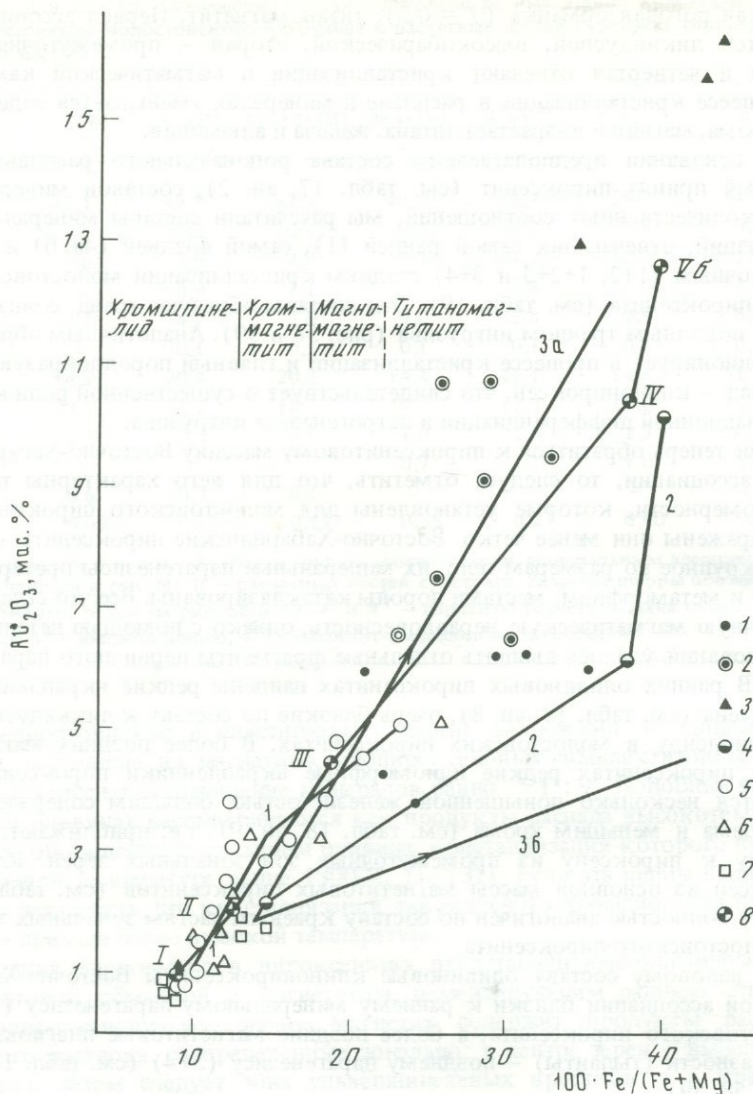


Рис. 58. Диаграмма $Fe/(Fe+Mg)-Al_2O_3$

1-4 - составы пород: 1-3 - молотовская серия: 1 - оливиновые клинопироксениты, 2 - пироксен-роговообманковые меланогаббро, 3 - роговообманковые меланогаббро; 4 - средние составы оливиновых, магнетитовых и плагиоклазовых пироксенитов (перечислены в порядке увеличения содержания Al_2O_3) Восточно-Хабаринской ассоциации [15, 52]; 5-7 - составы клинопироксена: 5 - молотовские пироксениты, 6 - восточно-хабаринские пироксениты, 7 - вкрапленники в меланогаббро молотовской серии; 8 - расчетные составы продуктов поэтапной кристаллизации молотовского клинопироксенита (римские цифры - номера анализов в табл. 19); 1-3 - тренды: 1 - клинопироксены молотовской серии; 2, 3 - породы: 2 - Восточно-Хабаринской ассоциации, 3 - Платиноносного пояса по [26, 53, 79]; 3а - оливиновый клинопироксенит-гьялит-исит (горнблендит), 3б - оливиновый клинопироксенит-рудный магнетитовый клинопироксенит

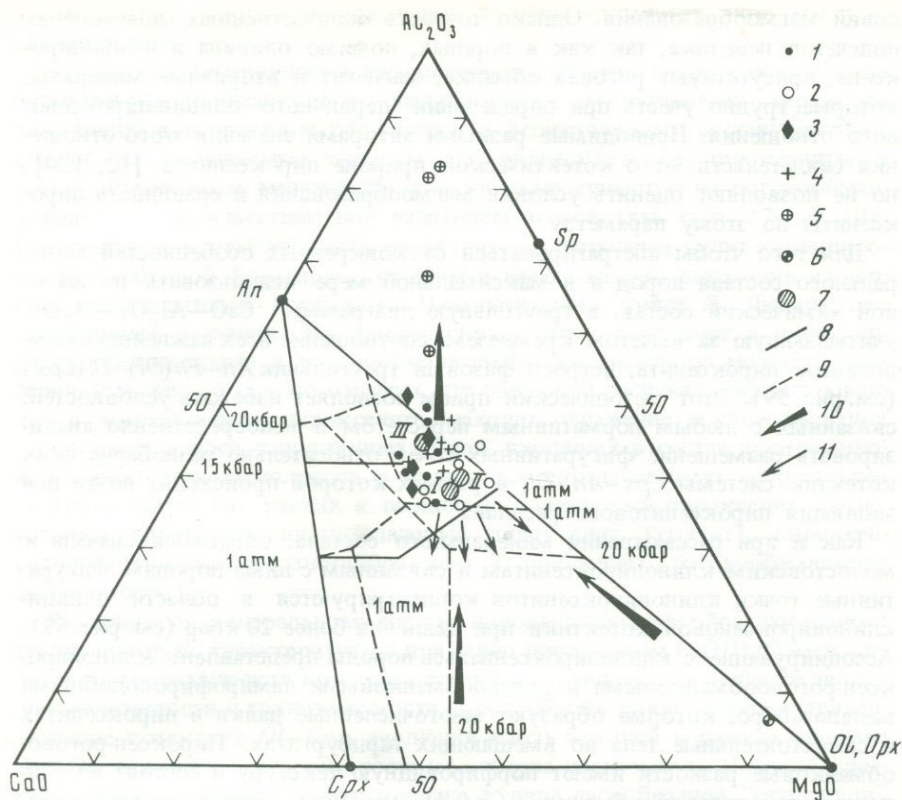


Рис. 59. Диаграмма $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$

1-3 — молостовская серия: 1 — верлиты и оливиновые клинопироксениты, 2 — пироксен-роговообманковые меланогаббро, 3 — роговообманковые меланогаббро; 4 — средние составы оливиновых, магнетитовых и плагиоклазовых пироксенитов Восточно-Хабаринской ассоциации [15, 52]; 5, 6 — Платиноносный пояс [26, 53]: 5 — дуниты, верлиты, клинопироксениты, 6 — плагиоклазовые пироксениты (тылиты), иситы; 7 — расчетные составы продуктов поэтапной кристаллизации молостовского клинопироксенита (римские цифры — номера анализов в табл. 19); 8 — средние составы базальтов; 9 — пиролит [62]; 10, 11 — котектики в системе $\text{Di}-\text{An}-\text{Fo}$: 10 — при 20 кбар, 11 — при 1 атм [137]

Таким образом, можно констатировать, что молостовские клинопироксениты вследствие небольших размеров залежей представляют собой закаленные разности, в которых запечатлен общий для пироксенитов ход кристаллизации.

Важную генетическую информацию содержит валовой химический состав клинопироксенитов. Ряд исследователей уже давно обратили внимание на устойчивое соотношение оливина и клинопироксена в этих породах, близкое к эвтектическому. Состав эвтектики зависит от железистости системы и давления, обогащаясь с увеличением железистости пироксеном, а с ростом давления — оливином [137]. В связи с этим состав оливиновых клинопироксенитов может быть использован для оценки ус-

ловий магмообразования. Однако точность количественных минеральных подсчетов невелика, так как в породах, помимо оливина и клинопироксена, присутствуют роговая обманка, магнетит и вторичные минералы, которые трудно учесть при определении первичного оливин-пироксенового отношения. Приводимые разными авторами значения этого отношения свидетельствуют о котектической природе пироксенитов [12, 124], но не позволяют оценить условия магмообразования и сравнивать пироксениты по этому параметру.

Для того чтобы абстрагироваться от конкретных особенностей минерального состава пород и в максимальной мере использовать их валовой химический состав, в треугольную диаграмму $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}'$, учитывающую за вычетом кремнезема соотношение всех важнейших компонентов пироксенита, встроены фазовый треугольник $An-Fo(Ol)-Di(Cpx)$ (см. рис. 59). Этот методический прием позволяет избежать условностей, связанных с любым нормативным пересчетом и непосредственно анализировать размещение фигуративных точек относительно разнобарических котектик системы $Cpx-An-Ol$, в рамках которой происходит почти вся эволюция пироксенитового расплава.

Как и при рассмотрении минерального состава, обратимся сначала к молостовским клинопироксенитам и связанным с ними породам. Фигуративные точки клинопироксенитов концентрируются в области оливин-клинопироксеновой котектики при давлении более 20 кбар (см. рис. 59). Ассоциирующие с клинопироксенитами породы представлены клинопироксен-роговообманковыми и роговообманковыми лампрофиropодобными меланогаббро, которые образуют многочисленные дайки в пироксенитах и самостоятельные тела во вмещающих гарцбургитах. Пироксен-роговообманковые разности имеют порфировидную текстуру и состоят из глиноземистой роговой обманки ($f=0,4$), крупные ойкокристаллы которой содержат включения малоглиноземистого клинопироксена (см. табл. 18, ан. 5), биотита ($f=0,25$) и цементирующих фемических минералы полевых шпатов. По общей железистости, равной 0,23–0,29, и содержанию глинозема 6,5–11% (см. табл. 17, ан. 4, 5) эти породы располагаются между валовым составом молостовского клинопироксенита и его расчетным остаточным расплавом (см. рис. 58 и 59).

Более поздние нефелин- и оливиннормативные роговообманковые меланогаббро на 60–80% состоят из идиоморфных зерен роговой обманки высокой глиноземистости (табл. 18, ан. 12, 13), которые сцементированы ксеноморфным полевым шпатом и магнетитом (см. табл. 17, ан. 6–9). Их генетическая связь с клинопироксенитами, кроме пространственной сопряженности, подтверждается находками в этих породах вкрапленников хромдиопсида размером 1–2 см, такого же, как в клинопироксенитах (см. табл. 18, ан. 4). Отличаясь от пироксен-роговообманковых разностей повышенным содержанием глинозема, роговообманковые меланогаббро близки по составу к расчетному остаточному расплаву и, судя по возрастным соотношениям с остальными членами пироксенитовой серии, могут рассматриваться как продукты кристаллизации этого расплава, оторвавшегося от своего источника. Эти породы завершают эволюционные тренды Молостовского интрузива (см. рис. 58 и 59). Возрастной ряд пород, образующих этот тренд, совпадает по составу с продуктами после-

довательных стадий кристаллизации клинопироксенитов, что мы уже отметили ранее.

В Восточно-Хабарнинской ассоциации и в Платиноносном поясе Урала пироксен-роговообманковым меланогаббро молостовской серии по положению в возрастном ряду пород и вещественному составу соответствуют так называемые тылаиты или плагиоклазовые пироксениты, а роговообманковым меланогаббро — жильные существенно роговообманковые породы, известные под названием иситов (см. табл. 17, ан. 10). И тылаиты и иситы являются характерными породами дунит-клинопироксенит-габбровой формации, которым в начале нашего века один из первых исследователей уральского Платиноносного пояса Л. Дюпарк дал собственные названия. Их фигуративные точки совпадают с пироксен-роговообманковыми и роговообманковыми меланогаббро молостовской серии (см. рис. 59), а это означает, что эволюция расплава, зафиксированная в молостовском пироксените, находит отражение в существовании серии геологически сопряженных пород, входящих в состав дунит-клинопироксенитовых комплексов и связанных определенными возрастными соотношениями (от ранних к поздним): оливиновый пироксенит—магнетитовый пироксенит—плагиоклазовый пироксенит (тылаит), пироксен-роговообманковое меланогаббро—исит (горнблендит, роговообманковое меланогаббро).

Различные по минеральному составу породы этой серии образуют единый тренд, который характеризуется примерно постоянным CaO/MgO -отношением (петрохимическая константа серии) и повышением в процессе эволюции железистости и глиноземистости пород. Он объединяет породы, принадлежащие котектике $\text{Ol}-\text{Cpx}$, эволюция вдоль которой в рамках системы $\text{An}-\text{Ol}-\text{Cpx}$ идет в сторону роста количества плагиоклаза. Поздняя кристаллизация последнего зафиксирована в виде своеобразной "криптовой" структуры плагиоклазосодержащих пород (ксеноморфизм плагиоклаза) в отличие от офитовой структуры, типичной для обширного семейства пород, относящихся к котектикам фемических минералов с плагиоклазом (габбро, долериты).

В безводных условиях плагиоклаз в клинопироксенитах дунит-клинопироксенит-габбровой формации появляется при концентрации глинозема в породах $> 6\%$. Кристаллизация из водосодержащего расплава роговой обманки задерживает выпадение плагиоклаза. Известны горнблендиты с содержанием глинозема $> 15\%$.

Существенно роговообманковые и роговообманково-плагиоклазовые породы (горнблендиты, иситы, роговообманковые меланогаббро), завершающие эволюцию большинства клинопироксенитовых серий и близкие по составу к остаточному расплаву молостовского пироксенита, по-видимому, представляют собой продукты кристаллизации водного остаточного расплава, т.е. своеобразные пегматиты этих серий.

Обращает на себя внимание сходство химического состава всех перечисленных типов пород. В нормативном составе они содержат нефелин и оливин (см. табл. 17) и, так же как остаточный расплав молостовского клинопироксенита, относятся к щелочным базитам.

Особо следует подчеркнуть, что большая часть богатых магнетитом рудных клинопироксенитов платиноносного пояса Урала имеет то же

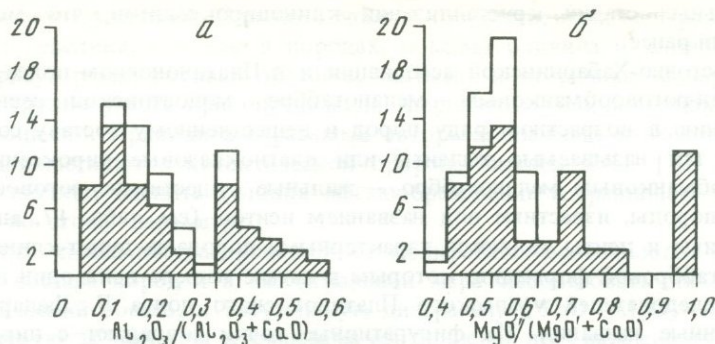


Рис. 60. Гистограмма отношений $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO)$ (а) и $MgO' / (MgO' + CaO)$ (б) в дунит-клинопироксенитовой серии Платинозонального пояса Урала (по [26, 53])

Заштрихованные площади относятся к рядам клинопироксенит–исит (а) (дуниты не показаны) и дунит–верлит–клинопироксенит (б)

CaO/MgO' -отношение, что и безрудные разности (см. рис. 59), хотя и характеризуется систематически более высокой железистостью при одном и том же содержании глинозема (ср. тренды 3а и 3б на рис. 58). Эти данные указывают на замещение в процессе эволюции клинопироксенитового парагенезиса части магния на железо при сохранении котектического значения CaO/MgO' -отношения, что свидетельствует о сингенетичности оруденения и его возможной магматической природе, которая лишь затушевана более поздними процессами переотложения магнетита. Представления о метасоматическом происхождении магнетита в пироксенитах, основанные на низких температурах равновесий, зафиксированных в рудных парагенезисах [79, 85], справедливы, по-видимому, лишь в том смысле, что обращают внимание на интенсивные процессы переотложения магнетита в постмагматическую стадию.

Дискретность этапов кристаллизации, отчетливо проявленная в структуре молостовского пироксенита, где каждому этапу соответствует своя структурно обособленная ассоциация минералов, находит отражение в дискретности распределения пород, принадлежащих к рассматриваемому тренду (рис. 60).

В Платинозональном поясе Урала и Восточно-Хабарнинской ассоциации модальным значениям отношения $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO) = 0,1-0,15$ отвечают клинопироксениты, а $0,35-0,4$ – тьялиты. Иситы и горнблендиты со значением этого отношения $> 0,5$ статистически не обособляются, но их геологическая дискретность выражена достаточно четко. Однотипность дискретности молостовского клинопироксенита и серии пород, геологически связанных с клинопироксенитами в одну формацию, говорит о том, что дискретность серии пород также обусловлена этапностью кристаллизационной дифференциации, ответственной за происхождением самой серии.

Петрохимические особенности пород этой серии и геометрия ее тренда в координатах $CaO-Al_2O_3-MgO'$ совершенно ясно свидетельствуют о том, что субстратом клинопироксенитовой магмы не мог быть пиролит. Для

реставрации состава субстрата следует обратиться к более основной, чем оливиновые пироксениты, части серии, представленной дунитами и верлитами. Как и клинопироксенит-базитовая, эта часть эволюционного тренда дунит-клинопироксенит-габбровой формации дискретна и характеризуется статистическими максимумами, которые отвечают дунитам ($MgO/(MgO' + CaO) \approx 1$), верлитам (0,7–0,75) и клинопироксенитам (0,5–0,6) (см. рис. 60). Если рассматривать дуниты в качестве ретитового материала [85], а клинопироксениты — частичного расплава, то можно предположить, что субстратом должна быть порода типа верлита. Такая порода, составленная из 40% среднего для Платиноносного пояса дунита [53] и 60% среднего молостовского оливинового пироксенита (см. табл. 19, ан. 0), соответствует статистическому максимуму верлитов на рис. 60, но отличается от реальных верлитов Платиноносного пояса и Молостовского интрузива пониженной железистостью. Большая часть последних в координатах $Al_2O_3-Fe/(Fe + Mg)$ локализуется вдоль тренда 3б, который фиксирует рудное направление дифференциации клинопироксенитов Платиноносного пояса (см. рис. 58). По сравнению с наиболее распространенным типом клинопироксенитов верлиты в названных сериях обогащены магнетитом, т.е. поздним минералом в эволюционном ряду пироксенитового минерального парагенезиса.

В верлитах Молостовского интрузива пироксены по уровню железистости, содержанию глинозема и хрома отвечают зонам, промежуточным между ядром и каймой в зональных зернах из клинопироксенитов (см. табл. 18, ан. 6, 7). По составу они относятся ко второй-третьей стадиям кристаллизации клинопироксенитов, т.е. являются их внутрикамерными кумулятами. В основном верлиты Платиноносного пояса и Восточно-Хабарнинской ассоциации представляют собой породы реакционного происхождения, приуроченные к контактам дунитов с клинопироксенитами и габброидами [2, 26]. Во всяком случае очевидно, что те верлиты, которые доступны наблюдениям, гетерогенны по своей природе и ни по геологической позиции, ни по вещественному составу не могут рассматриваться как источник клинопироксенитовой магмы.

В то же время обращает на себя внимание, что во всех крупных гипербазит-базитовых комплексах (в том числе и в альпинотипных офиолитовых), как и в уральском Платиноносном поясе, широко распространены верлит-клинопироксенитовые зоны, приуроченные к контакту габброидов с бескальциевыми гипербазитами — дунитами, гарцбургитами и лерцолитами. Многочисленные данные по Уралу позволяют считать такие зоны продуктами взаимодействия габбровой магмы с твердым веществом гипербазитов [2, 26, 85].

Естественно предположить, что подобное взаимодействие возможно и на мантийном уровне. Постоянная пространственная совмещенность дунит-клинопироксенитовых комплексов с более ранними альпинотипными офиолитовыми позволяет связать гипотетические зоны пироксенизации в мантии с воздействием базитовой магмы офиолитового комплекса на существенно оливиновое вещество мантии. В рамках данной модели геохимическая специфика габброидов и других пород гарцбургит-габбровой (офиолитовой) и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций (см. главу 5) объясняется различиями в субстрате. Сами эти различия связаны

не с латеральной неоднородностью мантии, а с закономерным преобразованием (клинопироксенизацией) пиролита под влиянием более раннего офиолитового магматизма [62].

Предположения о клинопироксенитовом составе отдельных участков мантии высказывались рядом исследователей [8, 21]. Наличие магматических клинопироксенитов с ликвидусным хромдиопсидом может служить дополнительным аргументом в пользу правильности такого предположения.

Упомянутые выше верлит-клинопироксенитовые реакционные каймы на границе магнезиальных гипербазитов с интрузивными клинопироксенитами и габброидами сложены породами немагматического происхождения. Естественно, встает вопрос о критериях различия клинопироксенитов неодинакового генезиса.

Поскольку рассмотренные на примере молостовского клинопироксенита типовые особенности минерального состава в более глубинных разностях большей частью не сохраняются, то главной вещественной особенностью магматических клинопироксенитов следует считать устойчивость химического состава, в первую очередь CaO/MgO -отношения. В пределах реакционных каем соотношение оливина и клинопироксенита сильно варьирует, что обуславливает смену верлитов клинопироксенитами. В отличие от разностей магматического происхождения метасоматиты обычно представлены мономинеральным клинопироксеновым агрегатом с наиболее высоким значением CaO/MgO -отношения. Они выпадают из общего магматического клинопироксенитового тренда (см. рис. 59) и группируются в области составов, характерных для низкобарических котектик клинопироксен-оливин. Эта простая особенность вещественного состава наряду со специфической геологической обстановкой метасоматических пироксенитов обычно позволяет достаточно хорошо отличать их от клинопироксенитов магматического генезиса.

Часть III

ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Глава 7

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ЭВОЛЮЦИОННЫХ ТРЕНДОВ БАЗИТОВ

Магматические породы чрезвычайно разнообразны по составу и образуют многочисленные закономерные сообщества, неоднократно повторяющиеся в определенной геологической обстановке в истории развития нашей планеты. Классификация, типизация магматических пород и их ассоциаций составляет одну из главных проблем петрологии, акцент в которой явно смещается в сторону разработки систематики именно сообществ, генетически связанных серий магматических пород [9, 10, 23, 32, 68, 85]

В данной главе мы коснемся лишь главных наиболее распространенных эволюционных магматических трендов, оставляя в стороне щелочные породы и такие редкие серии, как кимберлитовые, карбонатитовые и т.д.

В зависимости от того, фракционированием какого минерала или минеральной ассоциации обусловлена магматическая эволюция, выделяются тренды гиперкотектоидного и котектоидного типов, каждый из которых характеризуется своей петрохимической константой (ПК), т.е. петрохимическим параметром, общим для всех пород данного тренда. Тренды первого типа образуются в результате фракционирования минерала или группы минералов, избыточных по отношению к базитовой котектике, тренды второго типа — в результате фракционирования различных по составу котектик.

Мы рассмотрим гиперкотектоидный перидотит-габбровый тренд, образованный фракционированием оливина ($ПК \text{ CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = \text{const}$), и тренды котектического типа: 1) клинопироксенит-габбро (фракционирование котектики $Ol-Cpx$, $ПК \text{ CaO}/\text{MgO}' = \text{const}$); 2) тренды эволюции в рамках базитовых составов: плутоническое габбро-базальт, базальт-высокоглиноземистый базальт, базальт-ферробазальт (фракционирование котектики $Pl-Fem$, $ПК \text{ CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{MgO}' = \text{const}$); 3) базальт-риолит или габбро-гранит (фракционирование котектики $Pl-Fem$, $ПК \text{ CaO}/\text{MgO}' = \text{const}$ и $Fem/An = \text{const}$). В зависимости от общего давления, содержания воды и окислительно-восстановительной обстановки в каждом из этих типов трендов отмечаются вариации, которым соответствуют определенные серии магматических пород.

ТРЕНД ПЕРИДОТИТ-ГАББРО

По мнению ряда исследователей [63, 133], тренд перидотит-габбро является генеральным; большая часть базальтовых магм, в том числе океанические толеиты, представляют собой производные высокобарических пикритовых расплавов, образованные путем фракционирования оливи-

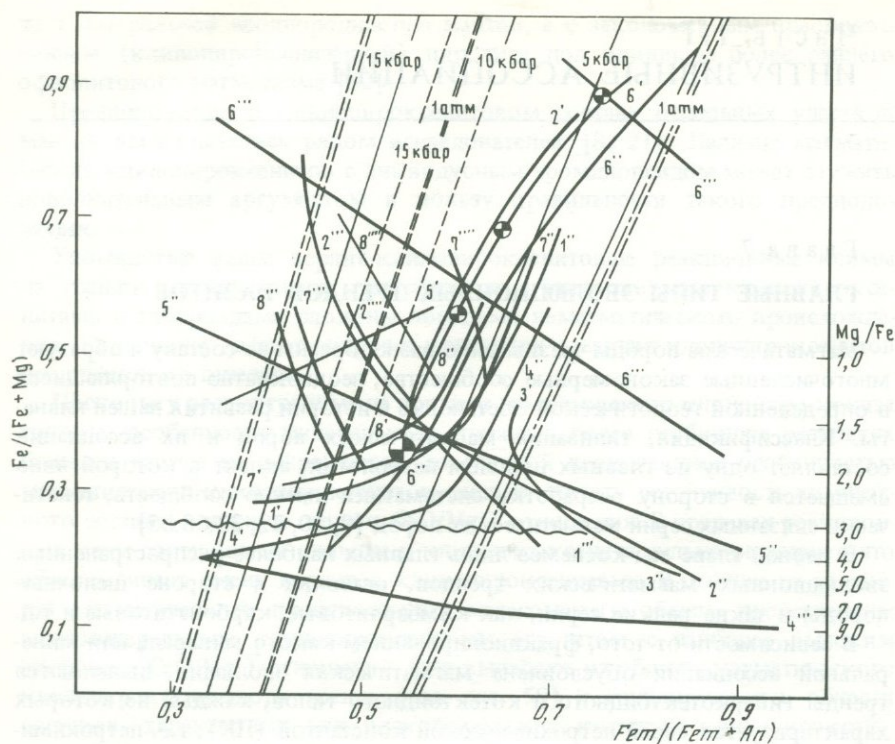


Рис. 61. Диаграмма $Fe/(Fe + Mg) - FeM/(FeM + An)$

1-8 - тренды: 1 - базальты Срединно-Атлантического хребта [118] и Исландии [100]; 1' - высокоглиноземистый базальт-базальт, 1'' - главный толеитовый, 1''' - кумулятивный; 2 - долериты Карру [70] и Тасмании [89]; 2' - главный толеитовый, 2'' - кумулятивный, 2''' - долерит-стекло, 2'''' - дифференцированные долеритовые интрузивы Тасмании; 3 - Ветреный пояс, Карелия [42]; 3' - толеитовый, 3'' - кумулятивный; 4 - офиолитовая серия Кокпектинского массива [88]; 4' - plutonическое габбро-габбро-диабаз, 4'' - габбро-диабаз-базальт, 4''' - кумулятивный; 5 - габброиды Платиноносного пояса Урала: 5' - ортомагматический, 5'' - кумулятивный; 6 - Скергардский интрузив [71]; 6' - исходное габбро и расчетные составы жидких дифференциатов, 6'' - породы расслоенной серии, 6''' - тренды, образованные накоплением кристаллов; 7, 8 - габброиды магнитогорской габбро-гранитной (7) и катынадырской габбро-плагногранитной (8) серий [88]; 7', 8' - plutonические, 7'', 8'' - вулкано-интрузивной группы, 7''', 8''' - лейкократовые дифференциаты plutonических габбро, 7''''', 8'''' - лейкократовые дифференциаты габбро вулкано-интрузивной группы. Волнистой линией показана железистость расплава, равновесного с пиролитом, имеющим $f = 0,1$. Котектические линии см. 8-11 рис. 52

на при снижении давления в процессе движения к поверхности. Вопрос о том, насколько универсален этот механизм, сейчас активно обсуждается и исследуется, но сам факт существования такого тренда и его широкого распространения сомнений не вызывает.

Примером перидотит-габбрового (пикрит-базальтового) тренда могут служить вулканиты Ветреного пояса Карелии (рис. 61, тренд 3). По данным В.С. Куликова [42], исходная магма серии отвечает пикритовым базальтам (табл. 20). Если это предположение верно, то пикриты являются продуктами контаминации исходной магмы ранее выделившимися кристал-

Т а б л и ц а 20. Средний химический состав базальтоидов Ветреного пояса (Карелия) [42], мас. %

Компоненты	Пикрит (22)	Оливиновый базальт (19)	Пикритовый базальт (126)	Пироксено- вый базальт (19)	Долерит (24)
SiO ₂	44,48	46,74	48,98	51,62	52,40
TiO ₂	0,44	0,49	0,66	0,74	0,77
Al ₂ O ₃	7,94	9,89	11,44	13,19	13,34
Fe ₂ O ₃	2,84	2,54	1,58	2,22	1,86
FeO	8,55	8,77	9,15	8,32	8,55
MnO	0,21	0,23	0,16	0,18	0,18
MgO	23,65	19,27	13,99	9,35	8,98
CaO	6,79	7,95	9,04	10,05	10,16
Na ₂ O	0,61	0,89	1,41	2,03	1,94
K ₂ O	0,15	0,28	0,40	0,41	0,61
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,10	0,07	0,12
Cr ₂ O ₃	0,29	0,22	0,12	0,11	0,08
NiO	0,11	0,08	0,05	0,02	0,01
П.п.п.	3,75	2,71	2,95	1,76	0,88
Сумма	99,88	100,13	100,03	100,07	99,88

П р и м е ч а н и е. В скобках — число анализов. Сохранены принятые в [42] названия пород.

лами оливина, а базальты — дифференциатами, представляющими жидкости, которые образовались за счет отсадки оливина. Тренд магматической дифференциации как бы продолжает кумулятивный тренд. Достигнув в низкобарических условиях (0,5–1 кбар) котектики *Ol–Срх–Pl*, о чем можно судить по составу вкрапленников, расплав в дальнейшем эволюционирует вдоль этой котектики (см. рис. 61).

Аналогичный тренд имеют южноафриканские долериты Карру (см. рис. 61, тренд 2). Кумулятивная часть тренда этих пород, наиболее ярко представленная пикритами интрузива Инсизва, повторяет тренд Ветреного пояса, а магматическая — отвечает толеитовому тренду Скергардского интрузива, т.е. изобарическим котектикам *Pl–Pх–Ol* и *Pl–Pх* при давлении ~5 кбар.

В настоящее время установлено [127], что Mg/Fe-отношение в оливине в три раза выше, чем в сосуществующем с ним расплаве, т.е. $(Mg/Fe)_L \approx 0,3 (Mg/Fe)_{Ol}$. Примерно такое же соотношение характерно и для пироксена. Важно, что оно не зависит от давления и, следовательно, может быть использовано для анализа генетических связей пород. На диаграмме рис. 61 волнистой линией показано максимальное значение железистости ($f \approx 0,25$), которое могут иметь непосредственные мантийные выплавки из пиrolита ($f = 0,11$) в ассоциации с рститом железистостью 0,09. Из базитов, показанных на диаграмме, этому условию отвечают только плутонические габбро офиолитовых комплексов. Все остальные габбро и базальты толеитового и известково-щелочного типов, судя по этому показателю,

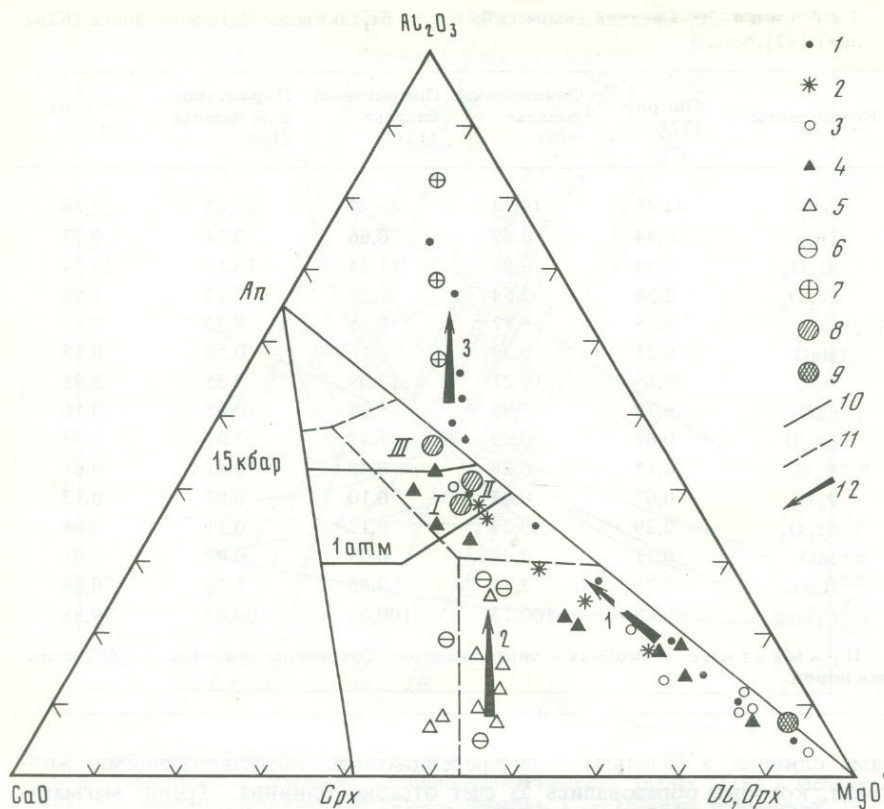


Рис. 62. Диаграмма $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$

1 — долериты Карру [70]; 2 — Ветреный пояс, Карелия [42]; 3 — интрузив Рам [71]; 4 — полосчатая серия и средний состав оливниного габбро Кокпектинского массива [88]; 5 — дайки вебстеритов в расслоенной серии офиолитов Омана [95]; 6 — пироксенитовые включения в щелочных базальтах [21]; 7 — средние составы тоналита, гранодиорита, гранита [73]; 8 — средние составы базальтов: I—III — см. рис. 42; 9 — средний состав пиролита [62]; 10, 11 — котектики в системе $\text{Срх}-\text{Ап}-\text{Ol}(\text{Орх})$; 10 — в системе $\text{Di}-\text{Ап}-\text{En}$ при 1 атм и 15 кбар [111, 125], 11 — в системе $\text{Di}-\text{Ап}-\text{Fo}$ при 20 кбар [137]; 12 — тренды: пикрит-базальт (1), клинопироксенит-габбро (2) и габбро-гранит (3). Знаки 1-4 увеличенного размера — предполагаемые авторами составы исходных магм

являются, по-видимому, либо вторичными магмами, как предполагает О'Хара [133], либо производными более железистого, чем пиролит, субстрата.

С этой точки зрения следует обратить внимание на то, что в тех же долеритах Карру наиболее богатые оливином кумуляты (фигуративные точки с максимальным значением $Fem/(Fem + An)$) имеют железистость 0,19 ($Mg/Fe = 4,3$), что согласуется с их выделением из расплава, сходным со средним составом долерита Карру, в котором $f = 0,41$ ($Mg/Fe = 1,44$). Аналогичные соотношения устанавливаются для пикрит-базальтовой серии Ветреного пояса. Это означает, что в большинстве случаев кумуляты представляют собой продукты внутрикамерной кристаллизации, а те

породы, которые образованы в результате глубинного фракционирования, ведущего к обособлению базальтовой магмы, на одном эрозионном срезе с продуктами кристаллизации этой магмы не встречаются. Подобную ситуацию можно предвидеть, но преодолеть создаваемые ею трудности при интерпретации природы реальных магматических серий и их формационном анализе непросто.

На диаграмме $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}'$ серии, принадлежащие к перидотит-габбровому тренду, располагаются в пределах узкой полосы с постоянным $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -отношением, близким к таковому в анортите (рис. 62). Очевидно, что подобный тренд может быть обусловлен только фракционированием оливина или ортопироксена. Примером ортопироксенового фракционирования может служить серия марианит-бонинит [19]. Большая же часть магматических серий — это продукты фракционирования в основном оливина, которое приводит составы в область базитовых котектик, являющихся единственными на данном пути от пиролита к базальту. В этом состоит важная особенность рассматриваемого тренда, объясняющая его особое значение именно для базитов, представляющих первые минимальные расплавы на тренде.

С ростом давления расплав, равновесный с пиролитом, обогащается оливином. Об этом свидетельствуют, кроме известных экспериментов О'Хары [133], данные Е. Столпера [142] по составу низкоплавких жидкостей, равновесных при давлениях 10–20 кбар с оливином и ортопироксеном (при $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \approx \text{const}$ высокобарические составы обогащены MgO' по сравнению с низкобарическими). Сброс давления в процессе внедрения вызывает кристаллизацию оливина и смещение состава расплава вдоль оливинового тренда эволюции. Кумулятивный и дифференциальный тренды при этом совпадают, т.к. и тот и другой обусловлены влиянием одного фактора — удалением оливина из расплава или его добавлением.

Тренд оливинового фракционирования отмечается во всех офиолитовых комплексах, где он представлен рядом гарцбургит-плагиоперидотит-меланократовые габброиды. Обычно эта часть офиолитового разреза интерпретируется как кумулятивная [36]. На диаграмме рис. 61 гарцбургит-габбровый тренд подобен рассмотренному пикрит-базальтовому и располагается в области меньшей железистости (см. рис. 61, тренд 4'''), а в координатах $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}'$ этот тренд совпадает с кумулятивным трендом долеритов Карру и интрузива Рам (см. рис. 62).

Химические последствия оливинового фракционирования проявлены в росте по мере эволюции содержания титана, алюминия и кальция при постоянном $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -отношении, составляющем петрохимическую константу данного типа серии. Это отличает рассмотренный эволюционный тренд от клинопироксенит-габбрового, ведущим показателем эволюции в котором является рост содержания глинозема при уменьшении содержания кальция и $\text{CaO}/\text{MgO}' \approx \text{const}$.

Этот тренд, так же как и перидотит-габбровый, обусловлен бесполовошпатовым фракционированием, но эволюция осуществляется не путем удаления фазы, избыточной по отношению к котектике (т.е. оливина), а в результате отсадки оливин-клинопироксеновой котектики. Здесь мы сталкиваемся с новым видом фракционирования — котектикизм. В полном виде серия представлена следующим набором пород: оливиновый пироксенит—магнетитовый пироксенит—плаггиоклазовый пироксенит (тылаит)—горнблендит (исит)—роговообманковое лампрофиropодобное меланогаббро. Породы перечислены в обычной возрастной последовательности, которая подтверждается геологическими соотношениями. По вещественному составу эта серия отвечает высокobarической оливин-клинопироксеновой котектике, вдоль которой породы эволюционируют в сторону роста содержания глинозема при постоянном $\text{CaO/MgO}'$ -отношении (петрохимической константе тренда).

Параллельно с повышением глиноземистости от оливинового пироксенита к меланогаббро растет железистость пород, увеличиваются содержания титана, щелочных металлов и уменьшаются кальция, магния. Эти закономерности эволюции свойственны всем пироксенитсодержащим ассоциациям магматических пород и наглядно выражены на соответствующих диаграммах (рис. 62, 63).

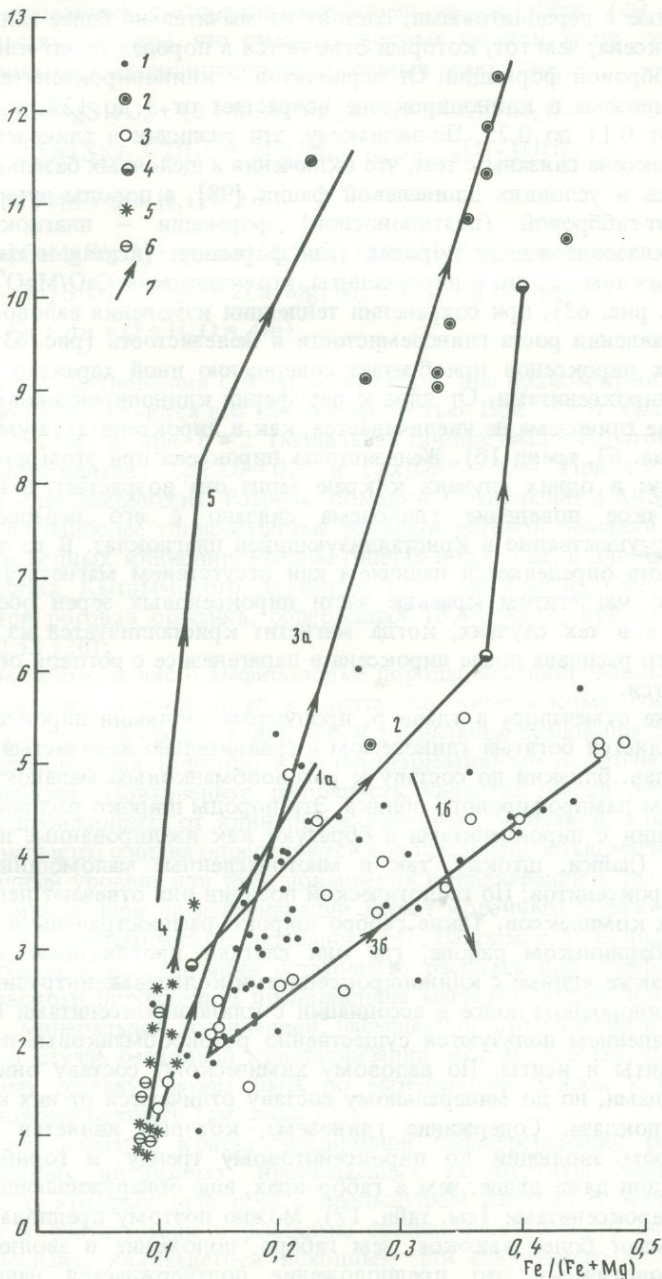
Изменение валового состава в возрастном ряду пироксенитовой серии согласуется с вариациями состава минералов и минеральных агрегатов, последовательно выделяющихся в процессе кристаллизации пироксенита. Подробно они рассмотрены в предыдущей главе на примере Молостовского интрузива, в котором вследствие закалки запечатлен весь ход кристаллизации от начальных до заключительных этапов. Аналогичные закономерности проявлены и в других клинопироксенитах, но вследствие отжига или последующего метаморфизма они проявлены не так отчетливо.

Главный породообразующий минерал — клинопироксен — в процессе кристаллизации обогащается глиноземом и железом. В дунит-клинопироксенит-габбровой формации Урала максимальное содержание глинозема в пироксене достигает 6% при $f \approx 0,25$ (см. рис. 58). В рудных клинопироксенитах за счет магнетита железистость при той же глиноземистости достигает 0,4 и более. Такие породы образуют отдельный тренд (см. рис. 63), и мы подробно рассматривать его здесь не будем. Повышение содержания глинозема и железистости вдоль главного направления эволюции фиксируется в появлении роговой обманки и магнетита или роговой обманки, плаггиоклаза и магнетита, количество которых постепенно увели-

Рис. 63. Диаграмма $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) - \text{Al}_2\text{O}_3$

1—3 — породы Платиноносного пояса Урала [26]: 1 — клинопироксениты, 2 — тылаиты, 3 — верлиты; 4 — средние составы оливинового, магнетитового и плаггиоклазового пироксенитов Восточно-Хабаринской ассоциации [15, 52]; 5, 6 — средние составы гипербазитов [53]: 5 — дуниты, лерцолиты, 6 — гарцбургиты; 7 — тренды: 1 — клинопироксениты: 1а — из клинопироксенитов молодостовской и восточно-Хабаринской серий, 1б — из габброидов этих же серий; 2—4 — породы Восточно-Хабаринской ассоциации (2), Платиноносного пояса Урала (3а — клинопироксенит-тылаит, 3б — рудные клинопироксениты), 4 — альпинотипные гипербазиты; 5 — клинопироксениты из гипербазитовых ксенолитов в щелочных базальтах [98]

$Al_2O_3, \text{ mac. \%}$



чивается вплоть до образования магнетит-роговообманковых (горнблендиты, иситы) и роговообманково-плаггиоклазовых (габброиды) пород.

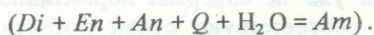
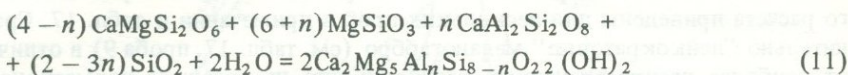
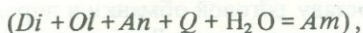
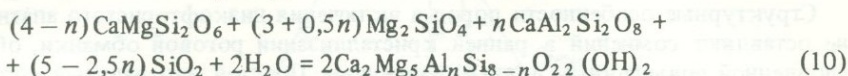
Клинопироксенитовые включения в щелочных базальтах, обычно ассоциированные с лерцолитовыми, состоят из значительно более глиноземистого пироксена, чем тот, который отмечается в породах дунит-клинопироксенит-габбровой формации. От лерцолитов к клинопироксенитам содержание глинозема в клинопироксене возрастает от 5 до 12%, а железистость — от 0,11 до 0,25. По-видимому, эти различия в глиноземистости клинопироксена связаны с тем, что включения в щелочных базальтах сформировались в условиях шпинелевой фации [98], а породы дунит-клинопироксенит-габбровой (платиноносной) формации — плаггиоклазовой. В плаггиоклазосодержащих породах этой формации (иситы и тылайтах), обладающих тем же, что и пироксениты, котектическим $\text{CaO/MgO}'$ -отношением (см. рис. 62), при сохранении тенденции изменения валового состава в направлении роста глиноземистости и железистости (рис. 63) эволюция самих пироксенов приобретает совершенно иной характер по сравнению с пироксенитами. От ядра к периферии клинопироксеновых зерен содержание глинозема не увеличивается, как в пироксенитах, а уменьшается (см. рис. 63, тренд 16). Железистость пироксена при этом изменяется по-разному: в одних случаях к краю зерна она возрастает, а в других падает. Такое поведение глинозема связано с его перераспределением преимущественно в кристаллизующийся плаггиоклаз. В то же время железистость определяется наличием или отсутствием магнетита: в парагенезисе с магнетитом краевые части пироксеновых зерен обедняются железом, а в тех случаях, когда магнетит кристаллизуется из водного остаточного расплава после пироксена в парагенезисе с роговой обманкой, обогащаются.

Как уже отмечалось в главе 6, продуктом эволюции пироксенитовой магмы является богатый глиноземом и сравнительно железистый остаточный расплав, близкий по составу к роговообманковым меланократовым габброидам лампрофирового облика. Эти породы широко распространены в ассоциации с пироксенитами и образуют как изолированные интрузивные тела (дайки, штоки), так и многочисленные маломощные дайки внутри пироксенитов. По геологической позиции они отвечают пегматитам гранитных комплексов. Такие габбро широко распространены в Кемпирсайско-Хабарнинском районе, где они слагают протяженные дайковые пояса, а также единьес с клинопироксенитами кольцевые интрузивы [88].

В Платиноносном поясе в ассоциации с клинопироксенитами большим распространением пользуются существенно роговообманковые породы — горнблендиты и иситы. По валовому химическому составу они сходны с габброидами, но по минеральному составу отличаются от них количеством плаггиоклаза. Содержание глинозема, который является главным индикатором эволюции по пироксенитовому тренду, в горнблендитах такое же или даже выше, чем в габброидах, еще обнаруживающих ясную связь с пироксенитами (см. табл. 17). Можно поэтому предполагать, что они занимают более высокое, чем габбро, положение в эволюционном ряду. Геологически это предположение подтверждается наличием в габброидах Восточно-Хабарнинской ассоциации иситовых жил, которые по своему валовому составу очень близки к роговой обманке, являющей-

ся продуктом кристаллизации остаточного расплава молостовского оливинового клинопироксенита (см. табл. 17, ан. 9 и табл. 19, ан. 4).

Высокое содержание глинозема в роговой обманке горнблендитов [26] и ассоциированных с клинопироксенитами меланогаббро (см. табл. 17) свидетельствует о том, что смена безводных парагенезисов существенно амфиболовыми контролируется следующими реакциями:



Массовые соотношения Cpx/Ol и Cpx/Orx при полном преобразовании в амфибол определяются его глиноземистостью. При $n = 0$ $Cpx/Ol = 2,1$ и $Cpx/Orx = 1,44$, а при $n = 2$ (модальная глиноземистость роговой обманки в горнблендитах) $Cpx/Ol = 0,77$ и $Cpx/Orx = 0,54$. При $n \geq 4$ реакция идет без клинопироксена. Роговые обманки с отношением $Al/Si = 1$ неизвестны, но наиболее глиноземистые разности роговой обманки встречены именно в бедных клинопироксеном гипербазитах. Так, в диопсидсодержащих дунитах Кытлымского платиноносного массива на Среднем Урале отмечается роговая обманка, содержащая 18,4% Al_2O_3 при соотношении $Al/Si = 0,53$ [26].

Меланогаббро и чисто амфиболовые породы, ассоциированные с клинопироксенитами, близки друг к другу по химическому составу (см. табл. 17) и по сути представляют собой фациальные разновидности продуктов кристаллизации нефелин- и оливиннормативного остаточного базитового расплава. Повышенная щелочность является общей особенностью базитов, производных от клинопироксенитовых расплавов, а особенности их минерального состава определяются водонасыщенностью магм.

Различный уровень или темп повышения концентрации воды в процессе кристаллизационной дифференциации может коренным образом изменить направление магматической эволюции [34]. Например, в "водном" варианте продукты кристаллизации остаточного расплава при дифференциации молостовского пироксенита представлены магнетит-амфиболовым агрегатом, т.е. минеральной ассоциацией, насыщенной в отношении кремнезема. Однако в случае безводной кристаллизации этот же расплав, судя по нормативному составу, может быть по минералогии близок к щелочному нефелиновому базальту (см. табл. 17).

Оба эти варианта кристаллизационной дифференциации реализуются в кольцевых интрузивах, прорывающих гарцбургиты Хабаровинского массива, о которых шла речь в предыдущем разделе. В Молостовском массиве в соответствии с реальным составом остаточного пироксенитового расплава, являющегося исходным для следующего — габбрового члена серии, эволюция идет от пироксенита в сторону роговообманкового меланогаббро. Эти породы, как уже отмечалось, на 70–80% состоят из

роговой обманки, идиоморфные зерна которой сцементированы агрегатом ксеноморфных полевых шпатов, обычно целиком замещенных соссюритом. В тех редких случаях, когда полевые шпаты сохраняются, удается установить, что они представлены резко зональным плагиоклазом с идиоморфными ядрами состава An_{95-80} и краевой зоной An_{50-40} . Обычно в небольшом количестве присутствует калиевый полевой шпат.

Структурные особенности пород и включения низкофтористого апатита не оставляют сомнений в ранней кристаллизации роговой обманки, обусловленной повышенным водным давлением. Простой минеральный состав позволяет по известному химическому составу роговой обманки и породы в целом довольно точно рассчитать ее минеральный состав. Результаты такого расчета приведены для нескольких проб в примечании к табл. 17. Сравнительно "лейкократовые" меланогаббро (см. табл. 17, проба 9) в отличие от наиболее распространенных разностей уже не содержат нормативного нефелина и по нормативному составу соответствуют сухой котектике $Srx-Orx-Pl$ при давлении 3–4 кбар. По реальному же содержанию роговой обманки (67 мас. %) эти породы значительно более меланократовые, чем обычные пироксеновые габбро, и обладают теми же признаками ранней кристаллизации роговой обманки, о которых говорилось выше.

Водный расплав, из которого кристаллизовались такие роговообманковые габбро, был пересыщен фемическими компонентами по сравнению с сухой котектикой $Fem-Pl$ при данном давлении, что обеспечивало выделение избыточной роговой обманки и дальнейшую эволюцию именно по клинопироксенит-габбровому тренду (ABC и DE на рис. 64) в область лейкократовых остаточных расплавов C и E , близких к анортозитовым. Такой остаточный расплав уже соответствовал водной котектике и в результате совместной кристаллизации и фракционирования роговой обманки и плагиоклаза эволюционировал вдоль этой котектики в направлении гранита (EF) или сиенита. В молостовском комплексе продуктом такой дифференциации являются тела и дайки кварцевых лейкодиоритов, граносиенитов и гранитов [88].

Если водная котектика $Fem-Pl$ достигалась в промежуточной камере, откуда лейкократовый котектический расплав интродировал вверх, то вследствие уменьшения давления состав котектики смещался в сторону фемических минералов, поле кристаллизации плагиоклаза расширялось и начиналось выделение анортита, образующего идиоморфные ядра зональных зерен, особенно хорошо выраженные в разных по составу породах Губерлинского интрузива молостовского комплекса [88]. Кристаллизация этого ликвидусного основного плагиоклаза была резко прервана, о чем свидетельствуют четкие границы ядер и большой разрыв в составе ядра и краевой части плагиоклазовых зерен. Следующий этап кристаллизации осуществлялся из расплава, отвечающего котектике в новых условиях. В этот этап происходила цементация ранее выделившихся зерен роговой обманки и анортита ксеноморфным агрегатом роговой обманки, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Дальнейшая эволюция расплава была затруднена, и кварцсодержащие роговообманковые анортозиты и лейкодиориты в этом случае представляли собой конечные дифференциаты эволюционного тренда клинопироксенит-габбро (на рис. 64, точка C).

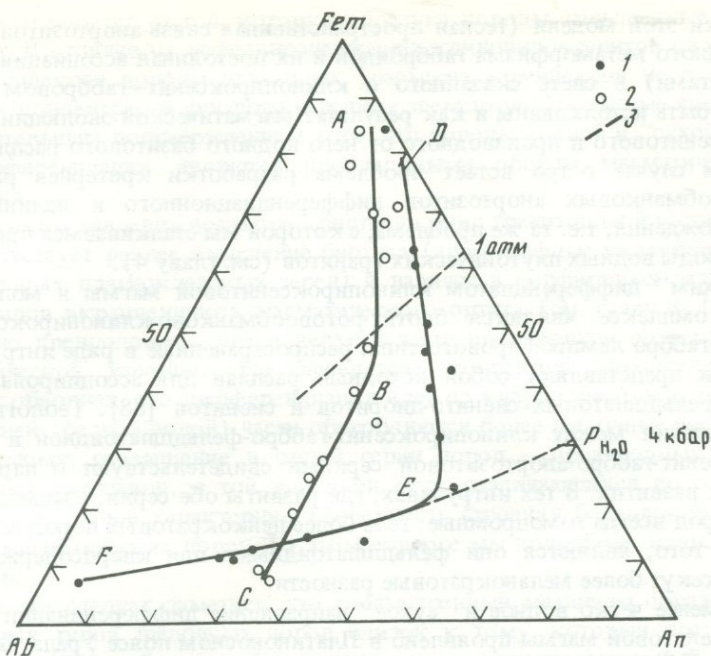


Рис. 64. Диаграмма $Ab-Fes-An$, иллюстрирующая клинопироксенит-габбро-анортозитовый (ABC) и клинопироксенит-габбро-анортит-гранитный (DEF) тренды дифференциации в Молостовском (1) и Губерлинском (2) интрузивах молодостовского комплекса; 3 – котектика $Cpx_{0,3}-Opx_{0,3}-An$

Такие породы очень характерны для Платиноносного пояса Урала и подробно описаны в [88]. В Кемпирсайско-Хабарнинском районе многочисленные дайки роговообманковых анортозитов и лейкодиоритов молодостовского комплекса обнаруживают тесную геологическую связь с роговообманковыми меланогаббро, выраженную как в их постоянной пространственной совмещенности, так и в наличии постепенных переходов, когда те и другие слагают единые тела. Анортозиты имеют сходный минеральный состав с меланогаббро, такой же резко зональный плагиоклаз и одинаково высокое содержание стронция в плагиоклазе – 0,15–0,3 мас.%.

Таким образом, заключительные этапы развития по клинопироксенит-габбровому тренду приводят к обособлению лейкократовых роговообманково-плагиоклазовых пород типа анортозитов или лейкодиоритов, которые, в свою очередь, могут эволюционировать до гранитов. Количество таких лейкократовых существенно полевошпатовых пород невелико, но они являются характерными членами клинопироксен-габбровых ассоциаций и завершают их формирование.

Как показано ранее [88], возможным механизмом образования роговообманковых анортозитов и лейкодиоритов Черноисточинского и Кытлымского массивов в Уральском Платиноносном поясе было частичное плавление метаморфизованных габброидов, превращенных в роговообманково-плагиоклазовые породы типа амфиболитов. Геологические пред-

посылки этой модели (тесная пространственная связь анортозитов с зонами водного метаморфизма габброидов и их постоянная ассоциация с горн-блендитами) в свете сказанного о клинопироксенит-габбровом тренде могут быть истолкованы и как результат магматической эволюции клинопироксенитового и производного от него водного базитового расплава. Во всяком случае остро встает проблема разработки критериев различия роговообманковых анортозитов дифференциационного и палингеного происхождения, т.е. та же проблема, с которой мы сталкиваемся при анализе природы водных плутонических гранитов (см. главу 4).

"Сухим" дифференциатом клинопироксенитовой магмы в молостовском комплексе являются биотит-роговообманково-клинопироксеновые меланогаббро лампрофирового типа, распространенные в ряде интрузивов, где они представляют собой исходный расплав для ассоциированных с ними фельдшпатовых сиенито-диоритов и сиенитов [88]. Геологические соотношения между клинопироксенит-габбро-фельдшпатоидной и клинопироксенит-габбро-анортозитовой сериями свидетельствуют о параллельном их развитии. В тех интрузивах, где развиты обе серии, взаимоотношения пород всегда гомодромные: тела более лейкократовых пород независимы от того, являются они фельдшпатоидными или кварцсодержащими, всегда секут более меланократовые разности.

Не менее четко водное и "сухое" направление дифференциации клинопироксенитовой магмы проявлено в Платиноносном поясе Урала. В дунит-клинопироксенитовом массиве г. Соловьева на Среднем Урале, описанном Н.К. Высоцким, А.Н. Заварицким, И.А. Малаховым и другими исследователями, в краевой части развиты плагиоклазсодержащие клинопироксениты (тылаиты), завершающие формирование этого массива. Эти породы состоят из зональных порфировых зерен авгита, часто со структурой песочных часов, которые содержат идиоморфные включения оливина, биотита, реже плагиоклаза An_{50-40} и сцементированы мелкозернистым агрегатом тех же минералов, а также плагиоклаз-ортоклазовыми и шпинель-магнетитовыми симплектитами. Железистость авгита от центра к краю порфировых зерен изменяется от 0,19 до 0,22, в таких же пределах колеблется и железистость оливина. Амфибол (высокоглиноземистая роговая обманка) отмечается не всегда и так же, как в молостовских клинопироксенитах, цементирует пироксеновые зерна, являясь продуктом кристаллизации остаточного расплава.

В соответствии с особенностями клинопироксенитового эволюционного тренда в остаточном расплаве возрастают концентрации глинозема и натрия, что, в частности, фиксируется повышением содержаний этих элементов в порфировом клинопироксене: Al_2O_3 от 4,5 до 6%, Na_2O от 0,3 до 1,5% (в центральной и краевой части зерна соответственно) и сравнительно кислым составом плагиоклаза (An_{35}) из плагиоклаз-ортоклазовых сростаний базиса. В сухих безамфиболовых разностях впервые в пироксенитах Платиноносного пояса Урала нами был обнаружен нефелин, образующий изолированные зерна или сростания с ортоклазом. Кристаллизация амфибола подавляет выделение нефелина, поэтому в амфиболсодержащих пироксенитах он отсутствует.

Важно подчеркнуть, что и в молостовском комплексе и в Платиноносном поясе ветвь дифференциации, содержащая фельдшпатоиды, геохими-

чески не отличается от той, которую образуют породы, насыщенные кремнеземом. В отличие от нефелинсодержащих клинопироксенитов из щелочных комплексов породы названных уральских комплексов не содержат высоких концентраций фосфора и редких элементов. Эти данные являются дополнительным подтверждением того, что породы водной и "сухой" ветви дифференциации являются производными общего магматического источника.

О высоком давлении воды при кристаллизации гранитоидной части серии свидетельствует раннее выделение биотита (идiomорфные включения биотита в ядрах плагиоклазовых зерен) и наличие в порфирировых разностях гранитоидов вкрапленников магматического ортита (см. главу 8, [110]).

Можно предположить, что в верхней части протяженной по вертикали магматической колонны, где вследствие конвекции пироксенитовый расплав обводнен, его дифференциация идет по кварцнормативному пути, а в нижней (бедной водой) части обособляются более щелочные расплавы. По-видимому, совмещение в одной серии пород — производных разнотемпературных расплавов, в той или иной мере различающихся по составу, представляет собой характерную особенность строения большинства ассоциаций магматических пород. На этом вопросе мы подробнее остановимся в главе 8.

Здесь же следует заметить, что рассмотренный механизм образования некоторых типов щелочных пород близок к тому, который предложил Н. Боуэн [97], обративший внимание на нефелиннормативный состав горнблендитов. Петрологических и экспериментальных данных в настоящее время еще недостаточно для распространения подобного механизма на генезис всех или большинства типов щелочных пород, но для объяснения частой и обычной ассоциации фельдшпатоидов и гранитоидов он, по-видимому, может быть с успехом использован.

В ряду клинопироксенит-горнблендит кумулятивная и дифференциационная части тренда, как и в пикрит-базальтовом, совпадают. В данном случае такое совпадение труднее предвидеть теоретически, так как движущей силой процесса является фракционирование не одного, а двух минералов (оливина и клинопироксена), находящихся в котектическом соотношении. В этом проявляется общая закономерность котектического фракционирования, заключающаяся в том, что как кристаллическая, так и жидкая фракции остаются на одной и той же котектике, которая и фиксирует данный эволюционный тренд. Очень четко эта закономерность проявлена в эволюции базитов.

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ТРЕНДЫ БАЗИТОВ

Тренды этого типа обусловлены фракционированием котектики $Pl-Fem$ с петрохимической константой $CaO : Al_2O_3 : MgO \approx const$ (см. рис. 62). Здесь мы рассмотрим только те тренды, которые не выходят за рамки собственно базитовых составов. Продолжения этих трендов в область сиенитоидов и гранитоидов обсуждаются в следующей главе.

Выделяются следующие главные типы эволюции базитов: 1) фракционирование высокобарической котектики $Pl-Fem$ при снижении давления, когда рост железистости пород в процессе эволюции сопровождается увели-

чением их фемического индекса $\left(\frac{\Delta(\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}))}{\Delta(\text{Fem}/(\text{Fem} + \text{An}))} > 0 \right)$, т.е. ряд плуто-ническое габбро—габбро вулcano-интрузивной группы, и 2) фракционирование базитовой котектики в изобарических условиях с эволюцией по двум направлениям, которые в соответствии с существующей терминологией можно определить как толеитовое, или "феннеровское" $\left(\frac{\Delta(\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}))}{\Delta(\text{Fem}/(\text{Fem} + \text{An}))} > 0 \right)$, отношение C_{px}/Fem возрастает) и известково-щелочное, или "боуэновское" $\left(\frac{\Delta(\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}))}{\Delta(\text{Fem}/(\text{Fem} + \text{An}))} < 0 \right)$, C_{px}/Fem уменьшается).

В главе 8 мы подробнее рассмотрим области применимости понятий "толеитовый" и "известково-щелочной", но для обозначения тенденций эволюции базитов по названным выше параметрам они, по-видимому, могут быть использованы почти в общепринятом смысле, что станет ясно читателю из дальнейшего изложения.

Тренды плутоническое габбро—базальт или габбро вулcano-интрузивной группы объединяет то, что они отражают изменение состава базитового расплава на фоне снижения давления, т.е. в разноглубинных магматических очагах или в процессе интрузии. Любое фракционирование в котором участвуют железо-магнезиальные минералы, ведет к росту железистости остаточного расплава. В случае же понижающего давления в котектических базитовых расплавах одновременно уменьшается и степень их лейкократовости, мерой которой служит величина фемического индекса $Fem/(Fem + An)$.

В главе 5 мы подробно рассмотрели эволюционный тренд плутонических габброидов Кокпектинского массива из кемпирсайско-хабарнинского офиолитового комплекса и обратили внимание на сходство с ним трендов однотипных пород из Платиноносного пояса Урала и из габбро-гранитоидных серий (см. рис. 61, тренды 4', 5', 7', 8'). Общей особенностью всех трендов является рост фемического индекса параллельно с железистостью в процессе эволюции.

Характер изменения другого информативного параметра базитовой котектики — доли клинопироксена в сумме фемических компонентов (C_{px}/Fem) неодинаков в разных сериях. В строго котектических, близких к тройной эвтектике $C_{px}-An-Ol$ габброидах Кокпектинского массива по мере эволюции содержание диопсидового компонента увеличивается, а состав пород следует вдоль полибарического следа тройной эвтектики $C_{px}-An-Ol$. При этом оливиновые габбро отвечают давлению ~15 кбар, а поздние диопсидовые габбро — давлению 3—4 кбар.

Плутонические габброиды магнитогорской габбро-гранитной и катынадырской габбро-плагиигранитной серий отвечают по составу котектике $C_{px}-An$ при давлении ~10 кбар (см. рис. 53). Фракционирование этой котектики при падении давления обогащает остаточный расплав ортопироксеновым компонентом, что находит отражение в соответствующем положении тренда дифференциации.

Рассмотренным путем в большинстве случаев достигается базитовая

котектика сравнительно низкого давления, отвечающая по составу тому или иному типу базальтов. В изобарических условиях ($P_{\text{общ}} = \text{const}$) она эволюционирует, как отмечалось, в двух направлениях: толеитовом и известково-щелочном. Сопряженный рост железистости и фемического индекса характерен для многих платформенных, ранне- и позднегеосинклинальных базальтов и габброидов вулкано-интрузивной группы. Прекрасные примеры таких изобарических трендов дают габбро вулкано-интрузивной группы и базальты кемпирсайско-хабарнинского офиолитового комплекса (см. рис. 61, тренд 4''), а также габброиды магнитогорской габбро-гранитной и катынадырской габбро-плаггиогранитной серий (тренды 7'', 8''). Аналогичный тренд образуют расчетные составы жидкостей, обособляющихся в процессе дифференциации Скергардского интрузива (6'), и часть долеритов Карру (2'), т.е. мировые эталоны толеитового пути дифференциации (см. рис. 61).

В координатах $Srx-An-Orx$ этому направлению дифференциации отвечает низкобарическая котектика $An-Orx$, по которой составы жидкостей движутся в сторону тройной эвтектики, т.е. обогащаются диоксидовым компонентом. Эта особенность имеет важное значение для толеитовых базальтовых эволюционных трендов, так как эволюция базальтовой котектики по известково-щелочному типу характеризуется противоположной тенденцией: по мере эволюции доля диоксидового компонента в сумме Fem сокращается.

Эволюция базитов по известково-щелочному типу происходит в условиях примерного постоянства общего давления и роста давления воды; именно последнее обстоятельство приводит к уменьшению фемического индекса по мере эволюции. По этой же причине преобладающий в долеритах Карру толеитовый тренд, вдоль которого обособляются железистые долеритовые дифференциаты, в каждой конкретной породе, судя по составу остаточного стекла, сменяется известково-щелочным: Srx/Fem в стекле понижается, $Fem/Fem + An$ и f растут по сравнению с валовым составом породы (см. рис. 61, тренд 2'''). Аналогичные направления дифференциации отчетливо прослеживаются в дифференцированных долеритовых интрузивах Тасмании (см. рис. 61, тренд 2'''').

Продуктом такой дифференциации, идущей по известково-щелочному пути, являются породы, отвечающие по составу габбро-диориту или кварцевому диориту (андезито-базальту или андезиту), поэтому тренды рассмотренного типа очень характерны для габбро-гранитоидных серий (см. рис. 61, тренды 7''', 7'''' , 8''' и 8''''). Они приводят в область диоритовых и гранитоидных составов и будут рассмотрены ниже. Что же касается тех пород, по которым построены тренды на рис. 61 и 64, то их составы не выходят за рамки габбро и габбро-диоритов и лишь обозначают тенденцию к накоплению кремнезема.

Обращает на себя внимание, что эволюционные тренды габброидов плутонического типа как в магнитогорской, так и в катынадырской сериях отвечают условиям повышенных давлений по сравнению с габбро вулкано-интрузивной группы.

Так же как и в трендах пикрит-базальт (габбро) и клинопироксенит-габбро, при фракционировании базитовых котектик кумулятивные и дифференциационные серии совпадают. Это ярко демонстрирует пример Скер-

гардского интрузива. Расчетный тренд эволюции расплава, обособляющегося в процессе кристаллизационной дифференциации исходной магмы (тренд $6'$), близок к тренду пород расслоенной серии ($6''$). Оба тренда примерно соответствуют изобарической котектике (за исключением их самой высокожелезистой и поздней по времени части), но "породный" тренд, как и следует ожидать из теоретических соображений, отличается от "расплавного" несколько пониженной лейкократовостью. Породы Скергардского интрузива, образованные путем преимущественного накопления железо-магнезиальных силикатов или плагиоклаза, в координатах $Fe/(Fe + Mg) - An/(An + Fem)$ дают тренды $6'''$, сходные с кумулятивным трендом офиолитовых комплексов ($4'''$). Нижний из них, по-видимому, отвечает осаждению кристаллов на ранней стадии эволюции, а верхний — на поздней.

Глава 8

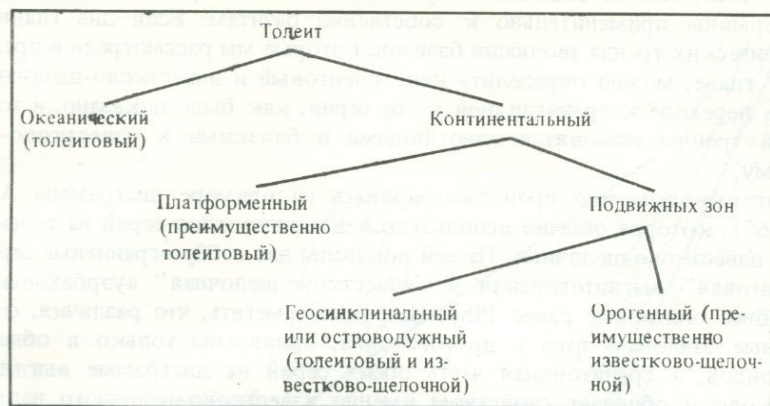
ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫЕ СЕРИИ БАРОФОБНОГО И БАРОФИЛЬНОГО ТИПОВ

Для систематики наиболее распространенных серий магматических пород — базальт-риолитовых и габбро-гранитных — особое значение имеют эволюционные тренды базитов в сторону обогащения кремнеземом и щелочными металлами. Эволюция в этом направлении всегда обусловлена отделением от исходного расплава различных по составу минеральных ассоциаций котектик $Pl-Fem$. Петрохимические константы тренда $Fem/An \approx \text{const}$ и $MgO'/CaO \approx \text{const}$. Главным показателем эволюции является рост содержания кремнезема, что позволяет использовать для петрохимического анализа двойные диаграммы на основе SiO_2 . Разнообразие образующихся при этом серий во многом определяется составом исходной магмы, представленной габбро или базальтами.

Суммируя многочисленные работы, можно предложить схему классификации базальтов по текстурному и вещественному признаку, удобную для целей дальнейшего рассмотрения путей эволюции магматических пород. В основе ее лежат два главных класса базальтов: толеитовый и щелочной, первый из которых характеризуется отсутствием, а второй — наличием гипербазитовых нодулей. Расчленение толеитового класса можно представить в следующем виде (в скобках указан тип эволюции по принятой в современной литературе и использованной в предыдущем разделе терминологии) (см. схему на с. 179).

Базальты каждого из этих подразделений обладают спецификой геологической позиции и вещественного состава. По последнему признаку в каждом из четырех типов толеитовых базальтов (океаническом, платформенном, геосинклинальном (островодужном) и орогенном) выделяются собственно толеиты и высокоглиноземистые базальты [128] или базальты андезитовой формации [41, 43] — продукты соответственно толеитового и известково-щелочного путей эволюции базитовых котектик. Эти две группы базальтов входят в состав двух типов базальт-риолитовых серий, которым разные авторы, акцентируя внимание на какой-либо одной

Схема



из существенных особенностей, дают разные названия: толеитовая и известково-щелочная, пижонитовая (толеитовая) и гиперстенная (высокоглиноземистая) (Г. Куно), афировая и порфиоровая, контрастная и непрерывная (Д.С. Штейнберг). Наиболее распространенное расчленение на толеитовую и известково-щелочную серии подразумевает различия в концентрации кальция и щелочных металлов, которые выдерживаются далеко не всегда и не отражают природы действительно существующих двух типов серий.

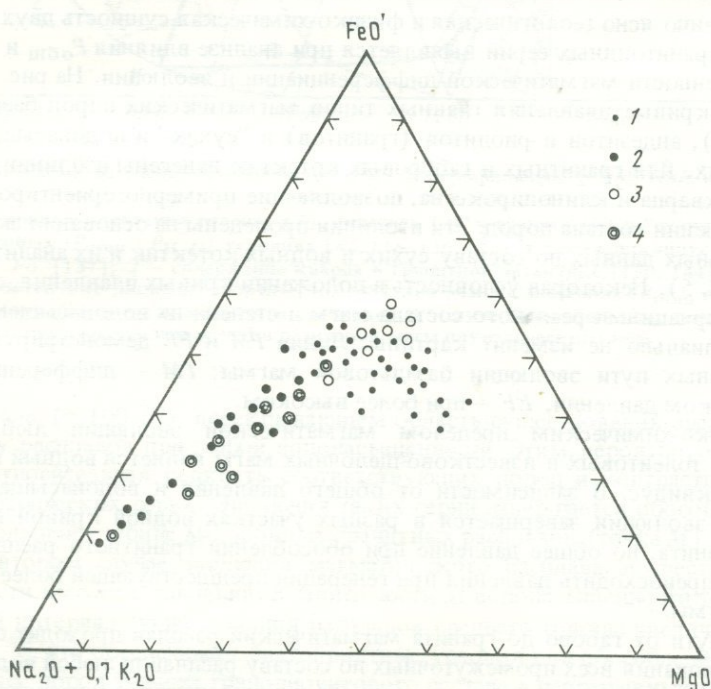


Рис. 65. Диаграмма $(Na_2O + 0.7K_2O) - FeO' - MgO$ для магнитогорской (1, 2) и ауэрбаховской (3, 4) габбро-гранитоидных серий
1, 3 - габбро; 2, 4 - гранитоиды

Кроме того, оно не отвечает тому содержанию, которое вкладывается в эти термины применительно к собственно базитам. Если два главных изобарических тренда эволюции базитов, которые мы рассмотрели в предыдущей главе, можно определить как толеитовый и известково-щелочной, то при переходе к гранитоидной части серий, как было показано, и тот и другой тренды становятся однотипными и близкими к известково-щелочному.

Этот вывод можно проиллюстрировать на примере диаграммы AFM (рис. 65), которая обычно используется для разделения серий на толеитовые и известково-щелочные. На ней показаны две габбро-гранитные серии: "толеитовая" магнитогорская и "известково-щелочная" ауэрбаховская, подробнее описанные ранее [88]. Нетрудно заметить, что различия, свойственные эталонам того и другого типа, проявлены только в области габброидов, а гранитоидная часть обеих серий на диаграмме выглядит одинаково и обладает свойством именно известково-щелочного направления эволюции — прямолинейностью тренда. Из сказанного следует, что термины "толеитовый" и "известково-щелочной" следует сохранить только для обозначения путей эволюции в рамках базитовых котектик, а для типизации базальт-риолитовых и габбро-гранитных серий нужен другой понятийный аппарат.

ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ, ОПРЕДЕЛЯЕМЫЕ ДАВЛЕНИЕМ

Особенно ясно геологическая и физико-химическая сущность двух типов габбро-гранитоидных серий выявляется при анализе влияния $P_{\text{общ}}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ на особенности магматической дифференциации и эволюции. На рис. 66 показаны кривые плавления главных типов магматических пород базальтов (габбро), андезитов и риолитов (гранитов) в "сухих" и водонасыщенных условиях. Для гранитных и габбровых котектик нанесены изолинии содержания кварца и клинопироксена, позволяющие примерно ориентироваться в отношении состава пород. Эти изолинии проведены на основании экспериментальных данных по составу сухих и водных котектик и их анализа (см. главы 4, 5). Некоторая условность в положении кривых плавления, связанная с вариациями реального состава магм и степени их водонасыщенности, принципиально не изменит картины. Линии PM и FE демонстрируют два предельных пути эволюции базальтовой магмы: PM — дифференциация при низком давлении, EF — при более высоком.

Физико-химическим пределом магматической эволюции любых по составу толеитовых и известково-щелочных магм является водный гранитный ликвидус. В зависимости от общего давления и водонасыщенности магмы эволюция завершается в разных участках водной кривой плавления гранита, но общее давление при обособлении гранитного расплава не может превосходить давления при генерации предшествующей более основной магмы.

На пути от габбро до гранита магматический расплав проходит область существования всех промежуточных по составу расплавов любой водонасыщенности. На тренде дифференциации PM средний по составу расплав (андезитовый, дацитовый, тоналитовый и гранодиоритовый) может отделиться от базальтового в области низких давлений в небольшом температурном

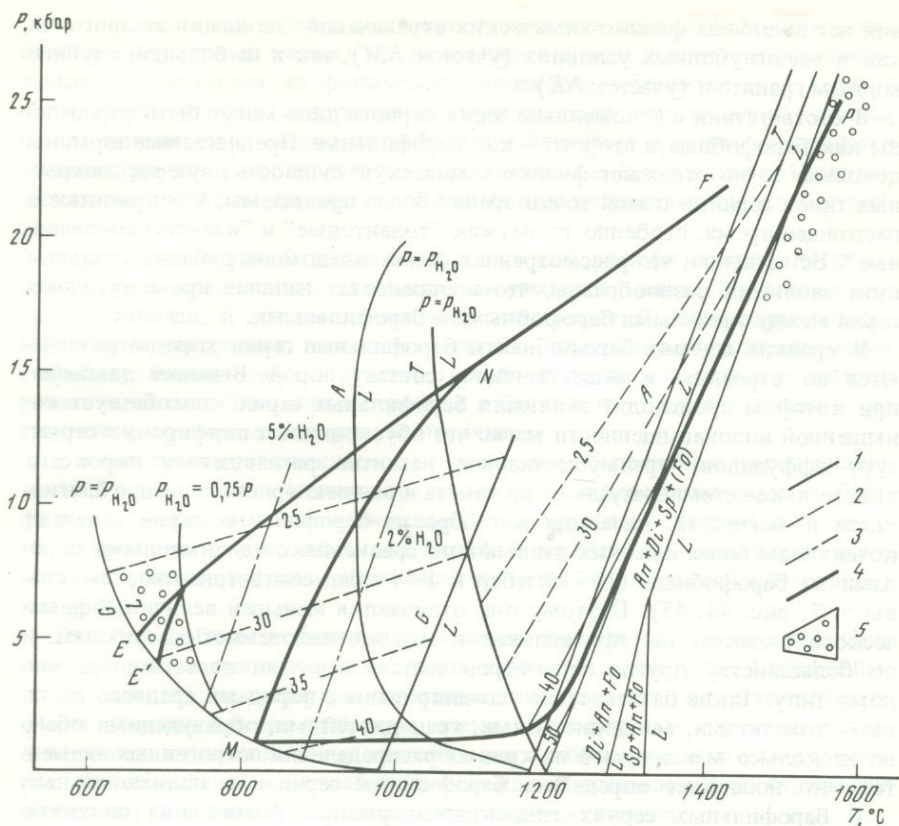


Рис. 66. Схема эволюции барофобных (PM) и барофильных (FNM, FNE и FNE') серий

1 — кривые плавления толеита (T), андезита (A) и гранита (G) в "сухих" и водонасыщенных ($P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$) условиях [62, 116, 130, 144], а также ликвидус системы $Di-An-Fo$ [137]; 2 — содержание кварца в гранитной эвтектике [130, 144] и диопсида в эвтектике диопсид-анортит [96, 148] при разных значениях $P_{\text{общ}}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}}$; 3 — содержание воды в гранитном расплаве; 4 — пути эволюции магм (см. текст); 5 — области генерации гранитной и базитовой магм плутонического типа

интервале ($\sim 100^\circ\text{C}$), перекрывающем область существования средних по составу расплавов при любой водонасыщенности. Этим, вероятно, обусловлена относительная редкость соответствующих пород и контрастный тип низкобарических серий. Эволюция таких серий завершается обособлением на небольшой глубине маловодных гранитных расплавов (точка M).

Во втором случае эволюция магматического расплава осуществляется в области высоких давлений. В зависимости от водонасыщенности температурный интервал существования расплавов среднего состава увеличивается до 400°C , что обеспечивает благоприятные условия для обособления крупных масс пород тоналит-гранодиоритового состава и непрерывный тип дифференциации. Если низкобарический тренд может закончиться только в области маловодного гранита, то для дифференциации при высоком давлении

нии нет подобных физико-химических ограничений: эволюция завершается как в малоглубинных условиях (участок *NM*), так и на большой глубине водным гранитом (участок *NE*).

В соответствии с изложенным серии первого типа могут быть определены как барофобные, а второго — как барофильные. Предлагаемые термины довольно точно отражают физико-химическую сущность двух рассмотренных типов серий, и с этой точки зрения более приемлемы, чем принятые в настоящее время, особенно такие, как "толеитовые" и "известково-щелочные". Естественно, что рассмотренная схема заведомо огрублена. Реальные пути эволюции разнообразны, что и определяет наличие промежуточных серий между типичными барофобными и барофильными.

В крайних случаях барофобные и барофильные серии хорошо различаются по строению и вещественному составу пород. Высокое давление, при котором происходит эволюция барофильных серий, способствует повышенной водонасыщенности магм, что обуславливает порфиновую структуру эффузивов, преимущественное развитие распавшегося пироксена вместо высокотемпературного пижонита и раннюю кристаллизацию плагиоклаза и магнетита. Базальты и габбро из барофильных серий отвечают котектикам более высоких давлений по сравнению с одноименными породами из барофобных (10–15 кбар и 1–4 кбар соответственно; см. главы 5, 7, рис. 44, 45). Поэтому они отличаются меньшей величиной фемического индекса, т.е. принадлежат к высокоглиноземистым породам, и по большинству других параметров состава отвечают известково-щелочному типу. Такие базиты тесно ассоциированы с породами среднего состава — тоналитами, монцодиоритами, гранодиоритами, образующими обычно несколько максимумов на кривых распределения петрогенных элементов, что позволяет определить барофильные серии как полимодальные.

В барофильных сериях гидроксилсодержащие фемические силикаты начинают кристаллизоваться на более ранней стадии эволюции по сравнению с барофобными. В последних амфибол появляется как первично магматический минерал в породах с содержанием кремнезема 60% и выше, а в барофильных широко распространены первично амфиболовые габбро. Ранняя кристаллизация бедного кремнеземом амфибола и сопровождающего его магнетита приводит к обогащению остаточного расплава SiO_2 и соответственно к "боуэновскому" тренду дифференциации. Геохимические следствия амфиболового фракционирования, подробно рассмотренные рядом исследователей [34, 62], сказываются, в частности, в разном поведении элементов семейства железа в сериях того и другого типа. Если фракционирование оливина и пироксена ведет к уменьшению Ni/Co -отношения в процессе эволюции, то удаление амфибола, наоборот, увеличивает это отношение в остаточных расплавах. В барофобных сериях в области базитовых составов
$$\frac{\Delta(\text{Ni/Co})}{\Delta\text{SiO}_2} < 0,$$
 а в барофильных больше нуля или $\text{Ni/Co} \approx \text{const}$ [88].

Габбро-гранитные серии часто содержат породы повышенной щелочности: сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты и щелочные граниты. В барофобных и барофильных типах эти породы резко различны. Повышенная щелочность гранитоидов в барофильных сериях выражается в

более высоком содержании щелочных металлов и пониженном количестве кварца (сиенитовый уклон) по сравнению с гранитоидами "нормальной" щелочности с таким же фемическим индексом и близким (это следует подчеркнуть особо) содержанием кальция. Для минерального состава пород типичен парагенезис плагиоклаза с биотитом, который появляется в самых ранних и меланократовых разностях, т.е. в габброидах. Геохимическая специфика определяется высокими концентрациями рубидия, стронция и бария.

Породы повышенной щелочности в сериях барофобного типа обеднены кальцием по сравнению с разностями нормального ряда. Плагиоклаз для них не типичен, и его место занимает анортклаз. В роли темноцветных минералов выступают пироксен (эгирин, эгирин-авгит) или щелочной амфибол; биотит либо отсутствует, либо представлен лепидомелановой разновидностью. Содержание стронция и бария в этих породах понижено по сравнению с разностями нормального ряда.

С точки зрения геохимической специализации барофобные породы повышенной щелочности можно определить как низкостронциевые, а барофильные — как высокостронциевые. Систематически различаются они и по содержанию других элементов. Барофобные породы повышенной щелочности обогащены иттрием, цирконием и имеют более низкое La/Yb-отношение [88].

Для барофобных и барофильных серий характерны также неодинаковые продукты кристаллизации магм плутонического типа. Барофобные серии никогда не содержат плутонических гранитов, но, как правило, имеют плутонические габбровые члены. Барофильные серии, напротив, в типичных случаях лишены плутонических габброидов, а те из них, которые локализованы в мезоабиссальной или абиссальной фациях, обычно завершают свое развитие гранитами плутонического типа.

Области обособления плутонической базитовой и гранитной магм показаны на рис. 66 кружками. Физико-химические параметры, определяющие плутонический тип базитовой и гранитной магмы, различны. Котектическая по составу базитовая плутоническая магма, устойчивая лишь при высоком давлении, не может достичь земной поверхности вследствие своей высокотемпературности. Сама по себе высокая температура магматического расплава, естественно, не может служить препятствием к его вертикальному перемещению. Но если магма, как в случае плутонической базитовой, представляет собой минимальный котектический расплав, то возможности ее интрузии ограничены. Она может подниматься в область низких давлений лишь при отделении продуктов высокобарической кристаллизации от жидкой фракции, устойчивой при каждом данном пониженном давлении. Результатом такой эволюции является ряд плутоническое габбро—габбро вулкано-интрузивной группы, который мы рассматривали в главах 5 и 7. Барофильный тип интрузии, предполагающий наличие промежуточных очагов между источником магмообразования и магматической камерой, создает условия для задержки продуктов кристаллизации плутонической базитовой магмы в этих очагах. Этим объясняется обычное отсутствие в барофильных габбро-гранитоидных сериях габбро плутонической группы. При интрузии же барофобного типа плутонический базитовый расплав может достигнуть гипабиссального уровня либо в виде

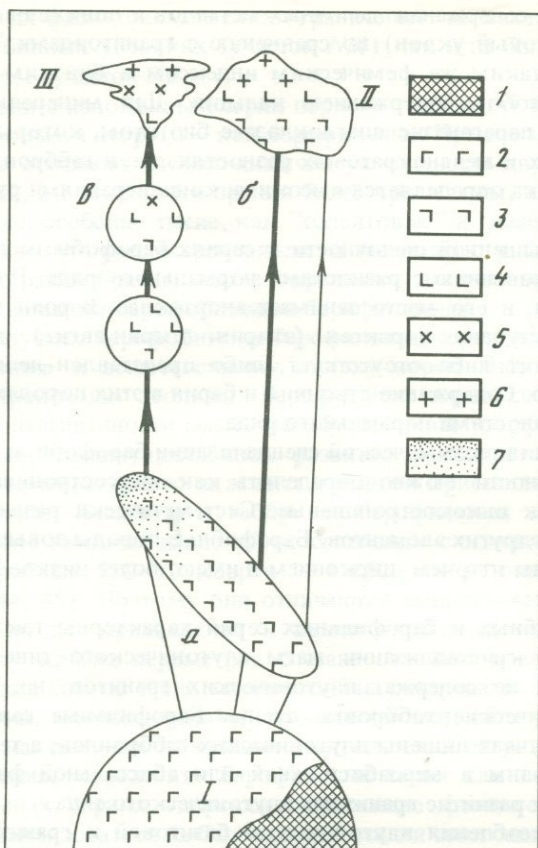


Рис. 67. Модель формирования серий по барофобному (б) и барофильному (а) трендам эволюции

1 – гипербазитовый рстит; 2, 3 – габброиды plutонической (2) и вулcano-интрузивной (3) групп; 4 – диориты, тоналиты; 5 – гранодиориты; 6 – адамеллиты, граниты; 7 – область обогащенного водой расплава в глубинном промежуточном очаге (а); I – область генерации магмы; II, III – интрузивы барофобного (II) и барофильного (III) типов

неполностью затвердевшей массы, либо в виде включений, вынесенных из глубины (рис. 67).

Вертикальное перемещение гранитной котектической plutонической магмы определяется ее водонасыщенностью. На основании данных, приведенных в главе 4, область существования водной plutонической гранитной магмы ограничена гранитным ликвидусом при $P_{H_2O} = 0,75 P_{общ}$ и изолинией содержания кварца 30%.

Коровый палингенез с прямым выплавлением водной гранитной магмы является, по-видимому, не единственным, хотя и обычным способом образования водной гранитной магмы. Как следует из рис. 66, барофильные андезитойдные серии могут завершить свою эволюцию на гранитном ликвидусе в области высоких давлений (E и E'). Отделяющиеся здесь гранит-

ные магмы по уровню водонасыщенности, а следовательно, и по особенностям вещественного состава гранитов, которые ею определяются, глубине формирования и т.д. будут близки к прямым палингенным вышлавкам. Важным геологическим признаком барофильных серий, содержащих водные граниты остаточного генезиса, служит наличие гранитоидов повышенной основности — кварцевых диоритов и гранодиоритов (например, увильдинская и верхисетская серии, см. ниже).

ПРИМЕРЫ СЕРИЙ БАРОФОБНОГО И БАРОФИЛЬНОГО ТИПОВ

На примере хорошо изученных уральских интрузивных серий кратко рассмотрим характерные особенности эволюционных трендов, изображенных на рис. 66: барофобного (*PM*), барофильного с гипабиссальным маловодным гранитом в качестве последнего члена эволюции (*FNM*) и барофильных, завершающих свое развитие в абиссальных или мезоабиссальных условиях водным или умеренно водным гранитом (*FNE* и *FNE'*).

Примером барофобной серии может служить магнитогорская габбро-гранитная, подробно описанная в [73, 88]. Серия отчетливо бимодальна (рис. 68). Породы, промежуточные по составу между габбро и гранитами, пользуются подчиненным развитием, и причины их появления рассмотрены в следующем разделе. Габбро plutонического типа представлены оливиновыми габбро-норитами, а габбро вулкано-интрузивной группы — клинопироксен-амфиболовыми разностями, комагматичными толеитовым базальтам визейского возраста, образующим единую контрастно дифференцированную формацию с трахилипаритовыми порфирами — вулканическими аналогами гранитов. Граниты развиты в апикальных частях габбро-гранитных штоков или образуют самостоятельные пластообразные тела и представляют собой преимущественно роговообманковые анортоклазовые породы повышенной щелочности с микропегматитовой структурой. Состав микропегматитового базиса ($Q_{40}Ab_{27}An_3Or_{30}$) отвечает давлению воды 0,5 кбар (см. рис. 31). Магматическая роговая обманка начинает кристаллизоваться из расплава с содержанием кремнезема > 63%, а в более основных породах она замещает пироксен. Фация глубинности — гипабиссальная.

В следующем разделе мы еще вернемся к этой серии, а здесь отметим, что в габбро-гранитных штоках граниты представлены внутрикамерными, т.е. малоглубинными дифференциатами габброидов, что четко фиксируется вертикальной расслоенностью таких штоков. В объеме массивов они составляют не более 5–10%. Небольшой объем гранитов является характерной чертой барофобных габбро-гранитных серий.

Наряду с контрастными габбро-гранитными сериями типа магнитогорской в эвгеосинклиальной зоне Урала широко распространены непрерывно дифференцированные габбро-диорит-гранитные серии, которые обладают рядом особенностей барофильных трендов. Входящие в них габбро отличаются от габбро из контрастных серий пониженной железистостью и меньшей величиной фемического индекса [88], т.е. отвечают котектикам более высокого давления. По особенностям состава они приближаются к высокоглиноземистым "гиперстеновым" базальтам по Г. Куно. Следует еще раз обратить внимание на то, что обилие ортопироксена служит указанием на

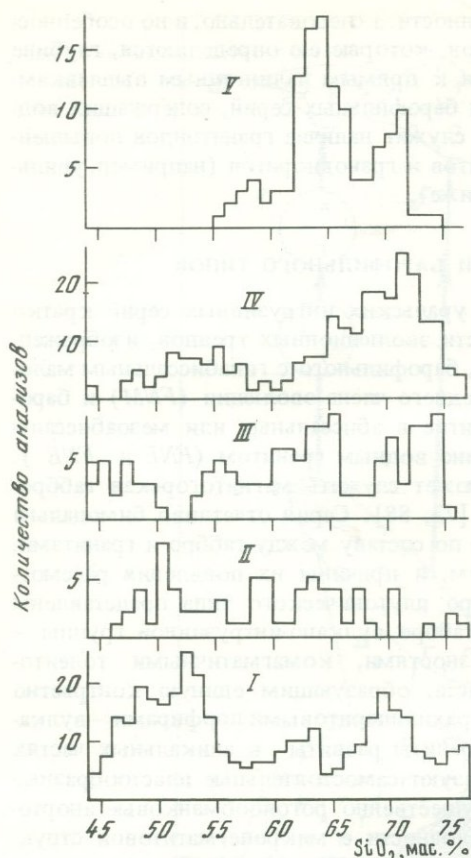


Рис. 68. Распределение SiO_2 в интрузивных сериях барофобного (I) и барофильного (II-V) типов

I-V — серии: I — магнитогорская, II — рефтинская, III — бердяшская габбро-гранитная, IV — увильдинская, V — верхисетская

принадлежность таких базитов к ортопироксен-плагиоклазовой котектике. Как мы уже отметили в главе 7, вдоль этой котектики, более лейкократовой, чем клинопироксен-плагиоклазовая, следуют известково-щелочные эволюционные тренды базитов, к которым относится основная часть габбро из непрерывно дифференцированных серий. Широким развитием в таких сериях пользуются тоналиты, гранодиориты и другие породы, промежуточные по составу между габбро и гранитом. Эти породы обладают общими петро- и геохимическими особенностями с предшествующими габбро и следующими за ними гранитами и обычно резко отличаются от высокострошневых орогенных тоналитов и гранодиоритов [88].

Большинство барофильных непрерывных эвгеосинклинальных габброгранитоидных серий завершает свое развитие, как и барофобная магнитогорская, в гипабиссальных условиях гранитами маловодного типа, следуя вдоль тренда *FNM* (см. рис. 66).

Типичные черты таких серий проявлены в рефтинском габбро-диорит-плагиогранитном комплексе (см. рис. 68, II). Породы этого комплекса слагают большую часть Рефтинского массива, расположенного на восточном склоне Среднего Урала, и занимают на современном эрозионном срезе площадь около 800 км^2 [88]. Интрузивные породы комагматичны силурийско-раннедевонским вулканитам и характеризуются отчетливо выраженным натриевым уклоном. Петро- и геохимические особенности пород приведены в [88]. Эта серия является непрерывно дифференцированной строго гомодромной с ранней кристаллизацией роговой обманки, представляющей собой единственный фемический силикат в самых древних породах — габброидах. Тип контактового ореола, особенности структуры и минерального состава свидетельствуют о мезо- или гипабиссальном уровне формирования массива.

Такие же особенности свойственны и калий-натриевой бердяшской серии (см. рис. 68, III), в состав которой входят граниты рапакиви и нефели-

новые сиениты. Более подробно мы ее рассмотрим ниже, когда речь пойдет о связи гранитоидов и нефелиновых сиенитов.

Примером барофильной габбро-гранитоидной серии, завершающей свое развитие в мезоабиссальных условиях, могут служить гранитоиды увильдинского комплекса в Ильменских горах на Среднем Урале (см. рис. 68, IV). Серия представлена породами повышенной щелочности от монцогаббро до гранита (табл. 21), которые образуют несколько крупных кольцевых массивов, прорывающих гнейсы и сланцы предположительно протерозойского возраста. Вулканические комагматы отсутствуют.

Монцогаббро слагают разного размера (от 0,5 до 100–200 м) блоки в гранитоидах. Эти меланократовые породы состоят из роговой обманки, биотита, небольшого количества клинопироксена, сравнительно кислого плагиоклаза (An_{50-40}) и микропертитового щелочного полевого шпата. Высокое содержание щелочных металлов, фосфора, стронция, циркония, ниобия и легких лантаноидов свидетельствует о принадлежности их к группе щелочных базальтов. Наиболее ярко эти особенности состава выражены в жилах микрогаббро (см. табл. 21, анализ 1) с закаленными контактами, которые пересекают вмещающие гнейсы, что служит геологическим доказательством магматического генезиса габброидов.

Гранитоиды варьируют по составу от биотит-роговообманковых кварцевых сиенито-диоритов до биотитовых гранитов и образуют дискретные группы, средние составы которых приведены в табл. 21. Каждая такая группа представляет собой фазовое подразделение и имеет жильные аналоги. Наибольшим развитием пользуются сиеногранодиориты, граносиениты и адамеллиты. Граниты образуют малые тела, прорывающие ранние члены серии и вмещающие породы. Судя по содержанию кварца в кварц-микроромбовидных графических сростаниях из этих гранитов (33–35%), формирование серии завершилось при давлении воды $\sim 2,5$ кбар. Это давление отвечает условно выбранной границе между гранитами плутонической и вулканогенной ассоциаций. Особенности минерального состава гранитов также не противоречат представлению о принадлежности их к группе водных. Они содержат максимальный микроклин, апатит и биотит из гранитов имеют высокое отношение $H_2O/(H_2O + F + Cl)$, магнетит отсутствует. Фация глубинности массива по уровню становления отвечает мезоабиссальной.

По-видимому, высокое давление воды характерно для всех стадий эволюции увильдинской серии. Обращает на себя внимание, что самые ранние монцогаббро являются нефелин- и оливиннормативными (см. табл. 21, анализ 2). Связь гранитоидных дифференциатов с такими недосыщенными кремнеземом породами может быть объяснена высоким давлением воды. Модальные нефелин и оливин отсутствуют в монцогаббро, в небольшом количестве отмечается лишь клинопироксен. Водная норма увильдинского монцогаббро не содержит нефелина и лишь немного недосыщена кремнеземом: Ab 38%, An 18,7, Crx 8,6, Ol 3,4, Bi 28,0, Ap 2,2, Ru 1,1%. Благодаря высокому давлению воды вместо богатых кремнеземом пироксенов кристаллизуются бедные им амфиболы и биотит, что направляет дифференциацию по пути обогащения кварцем. В породах серии этот минерал появляется при содержании кремнезема $> 56\%$.

Представителем наиболее распространенных в орогенных зонах баро-

Т а б л и ц а 21. Средние составы пород увильдинской серии

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
Химический состав							
SiO ₂ , мас.%	46,0	49,3	55,9	65,2	70,9	71,9	75,1
TiO ₂	1,28	1,5	1,2	0,6	0,3	0,2	0,1
Al ₂ O ₃	13,15	16,7	17,0	16,3	14,8	14,5	13,3
Fe ₂ O ₃	3,21	2,9	2,5	0,9	0,8	0,8	0,4
FeO	6,12	5,7	4,5	2,9	2,3	1,4	1,5
MnO	0,13	0,11	0,09	0,05	0,04	0,03	0,03
MgO	11,31	6,5	4,2	1,8	0,43	0,36	0,25
CaO	9,41	7,3	5,3	3,0	1,3	1,1	0,8
Na ₂ O	2,47	4,2	4,4	4,4	4,3	4,0	3,9
K ₂ O	2,93	2,8	3,1	3,6	3,6	4,7	4,4
P ₂ O ₅	1,67	1,0	0,73	0,33	0,12	0,07	0,04
п.п.п.	1,9	1,5	1,2	0,7	0,5	0,3	0,3
Сумма	99,58	99,71	100,12	99,68	98,39	99,36	100,12
<i>f</i>	0,31	0,42	0,48	0,54	0,79	0,76	0,81
Rb, г/т	40	54	90	93	157	171	175
Sr	3080	1960	1610	1210	590	415	230
Y	35	30	20	15	14	12	11
La	158	82	69	61	84	63	43
Ce	240	153	114	139	145	120	57
Yb	3,0	2,5	1,7	1,5	1,6	1,2	1,2
Zr	208	177	214	228	174	110	92
Nb	50	21	18	17	22	15	13
V	230	179	130	61	24	19	14
Нормативный состав							
<i>Q</i>	—	—	—	13,8	26,4	24,2	30,4
<i>Or</i>	17,8	16,8	18,3	20,6	21,6	28,2	26,5
<i>Ab</i>	9,5	22,2	39,5	39,7	37,2	36,8	35,5
<i>An</i>	16,2	18,5	17,2	13,2	6,7	5,7	2,0
<i>Ne</i>	7,6	9,5	—	—	—	—	—
<i>Срх</i>	17,0	10,2	4,0	—	—	—	—
<i>Орх</i>	—	—	12,8	10,9	6,2	4,3	3,7
<i>Ol</i>	27,8	19,6	5,8	—	—	—	—
<i>C</i>	—	—	—	0,6	2,0	0,8	1,9
<i>Ru</i>	0,9	1,1	0,8	0,5	0,1	—	—
<i>Ap</i>	3,2	2,2	1,6	0,7	—	—	—

Примечание. 1 — жильное микрогаббро (1); 2 — монцогаббро (6); 3 — монцодиорит (8); 4 — сиеногранодиорит (15); 5 — граносиенит (23); 6 — адамеллит (10); 7 — гранит (8); в скобках — число анализов.

Таблица 22. Средний химический состав пород Верхисетского массива, мас.%

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	58,4	64,3	64,8	70,6	71,7
TiO ₂	0,7	0,6	0,5	0,26	0,22
Al ₂ O ₃	18,3	16,2	16,1	15,4	15,0
Fe ₂ O ₃	1,8	1,3	1,5	0,6	0,6
FeO	4,5	3,6	3,8	1,9	1,8
MnO	0,12	0,06	0,06	0,06	0,06
MgO	3,1	2,1	1,8	0,8	0,3
CaO	5,8	4,3	3,5	2,3	1,6
Na ₂ O	3,8	4,3	4,2	4,1	4,4
K ₂ O	1,7	2,2	2,7	3,4	3,6
P ₂ O ₅	0,22	0,23	0,18	0,08	0,07
п.п.п.	1,1	0,7	0,6	0,3	0,3
Сумма	99,54	99,89	99,74	99,80	99,65

Примечание. 1 — тоналиты (13); 2, 3 — гранодиориты: 2 — сфеновые (37), 3 — магнетитовые (23); 4, 5 — граниты и адамеллиты: 4 — равномернозернистые (24), 5 — порфиroidные (7); в скобках — число анализов.

фильных тоналит-гранодиоритовых серий может служить раннекаменноугольная верхисетская, которая локализована в Свердловской переходной зоне на Среднем Урале [18, 88]. Здесь она образует меридиональный пояс крупных массивов, протягивающийся от г. Свердловска до широты г. Ивделя, т.е. на расстояние более 400 км. Наиболее детально изучен Верхисетский массив площадью 1800 км², залегающий среди вулканосадочных и вулканогенных пород ордовика и силура в ядре антиклинальной структуры. Контакты массива, имеющего, по данным сейсмических и гравиметровых съемок, мощность 9 км, падают от него под углом 60–80°. Внутри массива также выделяется несколько куполообразных структур, которые сложены гомодромным дискретным рядом пород, варьирующих по составу от тоналита до гранита (см. рис. 68, V). Они образуют несколько разновозрастных комплексов, породы которых в рамках тоналит-гранитного ряда изменяются во времени от известковых малокалиевых до калий-натриевых. Средние составы пород наиболее распространенного молодого комплекса приведены в табл. 22. Их детальная характеристика приведена в монографии И.Н. Бушлякова и И.Д. Соболева [14].

Тоналиты представлены среднезернистыми породами, состоящими в основном из плагиоклаза An_{50-20} и умеренно глиноземистой роговой обманки. В гранодиоритах, слагающих 80% обнаженной площади массива, к этим минералам добавляются биотит и К-полевоы шпат. По особенностям минерального состава гранодиориты образуют две группы: сфеновые и магнетитовые, принадлежащие соответственно к безмагнетитовой и магнетитсодержащей феррофациям [12] и имеющие близкий химический состав (см. табл. 22). Гранодиориты прорваны телами биотитовых и двуслюдяных гранитов равномернозернистой и порфиroidной структуры (см. табл. 22, ан. 4, 5), которые локализованы преимущественно в центральной части

массива и обладают спецификой минерального состава, свойственной водным гранитам [73].

Все эти главные разновидности пород залегают и в виде жил, не нарушающих гомодромный порядок их формирования. Широко распространены жилы аплитовидных гранитов, аплитов и пегматитов, содержание кварца в графических зонах которых (27–29%) свидетельствует о давлении воды ~4 кбар (см. рис. 31).

Важной особенностью тоналитов и гранодиоритов Верхисетского массива является постоянное присутствие идиоморфного эпидота, ассоциированного с роговой обманкой и близкого по составу [14] к эпидоту магматического происхождения [110]. Если интерпретация довольно скудных экспериментальных данных, приведенная в [110], верна, то парагенезис такого эпидота с роговой обманкой может свидетельствовать о кристаллизации пород при высоком общем давлении (8 кбар). Применительно к верхисетской серии такое заключение согласуется с данными о высоком давлении воды и особенностями состава породообразующих минералов, свидетельствующих о становлении массива в абиссальной фации [14, 73].

Гранитоидные серии, производные от андезитовой и более кислой по составу магмы, характерные для магматизма орогенного типа, подробно мы не будем рассматривать. По закономерностям эволюции эти серии представляют собой фрагменты полных габбро-гранитных, хотя и обладают своеобразной геологической позицией и рядом особенностей вещественного состава, на основании которых они выделены в самостоятельные тоналит-гранодиоритовый и адамеллит-гранитный формационные типы [73].

В частности, породы этих орогенных в широком смысле слова формационных типов четко отличаются от эвгеосинклиналильных и островодужных серий содержаниями рубидия и стронция (см. рис. 8) и по типу эволюционных трендов принадлежат к барофильным. Такой путь эволюции способствует обогащению пород стронцием (см. ниже), а также приводит к тому, что продукты ранних стадий не всегда достигают магматической камеры, где происходит становление массива, а "застревают" в промежуточных магматических очагах. Вследствие этого локализованная в массиве серия интрузивных пород часто не содержит габбровых предшественников или они отмечаются в виде включений в наиболее распространенных породах главной фазы внедрения. Серии приобретают существенно андезитоидный (тоналит-гранодиоритовый) и адамеллит-гранитный состав, полиmodalность распределения пород, а также свойственные барофильным типам особенности химического и минерального состава.

В той же увильдинской серии наиболее распространенными породами, обладающими на уровне становления массивов всеми признаками магматических, являются сиеногранодиориты (см. табл. 21). Более основные породы отмечаются преимущественно в виде разнообразных по величине включений (от нескольких сантиметров до сотен метров) в сиеногранодиоритах. Эти черты обычны не только для увильдинской серии, но и для многих других массивов Урала сходного геологического строения (резко дискордантных, кольцевой формы) и состава, которые были объединены в особую монцодиорит-гранитную формацию. По геохимическим и петрохимическим данным [68] для нее принят латитовый состав исходной магмы.

Из этого, однако, еще не следует вывод о первичном характере самой латитовой магмы. Выше мы упоминали о наличии в увильдинской серии жильных пород, отвечающих по составу щелочному габбро (см. табл. 21, ан. 1), которые рассекают вмещающие гнейсы и габбровые включения в сиеногранодиоритах. Наличие этих пород, обладающих как и габбро, высокими содержаниями щелочных металлов и стронция, свидетельствует о существовании базитового расплава, предшествовавшего сиеногранодиоритовому. Поскольку все породы увильдинской серии имеют весьма характерные общие особенности состава, то между ними можно предполагать и генетическую связь.

Что касается верхисетской и ей подобных серий, широко распространенных в орогенных подвижных поясах, активных континентальных окраинах андского типа, то их происхождение и взаимоотношения с базальтоидным магматизмом остаются во многом дискуссионными [62, 63, 102, 116]. При формационном анализе и типизации серий генетические неясности, которые в большинстве случаев не могут быть однозначно решены на современном уровне геологических и петрологических знаний, заставляют отдать приоритет составу пород главной фазы внедрения на уровне становления массивов и выделять в соответствии с главными реально существующими типами магматизма базальтоидные (габбро-гранитные), андезитоидные (тоналит-гранодиоритовые, монцодиорит-гранитные и др.) и риолитоидные (адамеллит-гранитные) серии. При этом необходимо иметь в виду возможную взаимосвязь средних и кислых по составу магм с более основными.

О СОВМЕЩЕНИИ В МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЯХ ПРОДУКТОВ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ – ПРОИЗВОДНЫХ РАЗНОГЛУБИННЫХ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ОЧАГОВ

Типизация барофильных и барофобных серий, как, впрочем, выделение любых других классификационных подразделений сложных сообществ магматических пород, затруднена тем, что часто черты, свойственные тому и другому типу, встречаются в одной серии. Действительно, эволюция исходной магмы включает в себя несколько этапов, которые осуществляются в разноглубинных промежуточных очагах. Поэтому, например, в барофобной серии могут быть породы, образованные на промежуточных этапах эволюции, происходившей в более глубинных очагах, чем тот, который дал главную массу пород.

В барофобной магнитогорской габбро-гранитной серии контрастный набор пород отмечается в штокообразных массивах, в которых габброиды слагают большую часть объема, а граниты и граносиениты располагаются в апикальной части кровли, представляя собой внутрикамерные дифференциаты габбровой магмы. Между габбро и гранитами обычно располагается зона эруптивных брекчий, состоящая из обломков габбро, сцементированных гранитоидным материалом, количество которого возрастает снизу вверх [88].

В тесной ассоциации с такими габбро-гранитными штоками находятся пластообразные залежи, которые отличаются от них не только формой, но и набором слагающих их пород. В пластообразных телах габброиды

пользуются слабым развитием, а преобладают гранитоиды, варьирующие по составу от кварцевого диорита и сиеногранодиорита до граносиенита и гранита. Эти породы образуют полимодальную ассоциацию в противоположность бимодальной серии штоков и имеют несколько иной вещественный состав одноименных пород. Такими общими породами являются граниты и граносиениты.

В отличие от субщелочных роговообманковых анортоклазовых разностей, распространенных в штоках, в пластовых телах развиты биотит-роговообманковые и биотитовые граносиениты и граниты, для которых характерны порфиновые выделения олигоклаза. Они обеднены натрием и обогащены стронцием, лантаном по сравнению с близкими по содержанию SiO_2 , CaO , FeO' , TiO_2 , K_2O и других петрогенных элементов породами штоков и по этим особенностям состава приближаются к известково-щелочным породам барофильных серий. На классификационных диаграммах Rb—Sr породы штоков и пластов образуют различные тренды (см. рис. 8, тренды 6^а и 6^б).

Геологические данные, несмотря на многолетние тщательные исследования, не дают достаточно надежного материала для суждения об относительной последовательности субщелочного и известково-щелочного рядов. Между всеми породами магнитогорской серии, за исключением жильных, наблюдаются только гомодромные соотношения. Использование представлений о барофобном и барофильном типах эволюции позволяет объяснить изложенные выше различия неодинаковой глубиной, на которой происходила эволюция магмы, образовавшей штокообразные и пластовые залежи.

Рассмотрим с этой точки зрения поведение рубидия и стронция в базальтовом расплаве, близком к среднему составу габбро магнитогорской серии с содержаниями воды 2%, рубидия 0,003 и стронция 0,05%, который находится в промежуточном магматическом очаге при давлении ~ 10 кбар (рис. 69, точка *a*). По петрогенным элементам расплав отвечает котектике при этих параметрах, а изменения концентрации воды или общего давления, влияющие на состав котектики, будут приводить к кристаллизации избыточного в новых условиях минерала.

Барофобный тип эволюции осуществляется при интрузии расплава *a* в верхние горизонты коры до глубины, например, 5 км (давление 1,5 кбар). В этом новом промежуточном очаге расплав будет обогащен плагиоклазом по отношению к низкobarической базальтовой котектике (см. рис. 69) и для ее достижения необходимо выделение ~20% плагиоклаза. Концентрации рубидия и стронция в остаточном расплаве можно определить по формуле закона фракционирования Рэлея: $C_L = C^0 \cdot F^{K-1}$, где C_L — концентрация элемента в остаточном расплаве, C^0 — концентрация элемента в исходном расплаве (Rb 0,003%, Sr 0,05%), F — доля остаточной жидкости (0,8), K — коэффициент разделения рубидия и стронция между плагиоклазом и расплавом ($K_{\text{Rb}}^{S/L} = 0,1$, $K_{\text{Sr}}^{S/L} = 3$).

Расчетные концентрации Rb и Sr в расплаве, имеющем котектический состав в этом очаге, составляют 0,0037 и 0,0320% соответственно. Следовательно, котектическое фракционирование, приводящее к обособлению также котектических по составу гранитоидов, начнется в этом случае из

Модельное представление о механизме формирования серий барофобного и барофильного типов — производных общего магматического очага, которые локализованы в разных (как в случае магнитогорского комплекса) или в единых массивах, дает рис. 67. Два пути эволюции, согласующиеся с трендами *аВМ* и *асМ* (см. рис. 69), приводят к образованию на гипабиссальном уровне массивов с типичным набором барофобных (б) и барофильных (в) признаков.

ПРИРОДА АССОЦИАЦИИ ГРАНИТОИДОВ С НЕФЕЛИНОВЫМИ СИЕНИТАМИ

Различный уровень водонасыщенности серий барофобного и барофильного типов позволяет объяснить и природу часто встречающейся ассоциации гранитоидов и фельдшпатоидных пород. Общая особенность подобных ассоциаций заключается в наличии габбровых предшественников, обладающих оливин- и нефелиннормативным составом.

В главе 6 мы уже упоминали о возможных причинах сонахождения гранитоидов и фельдшпатоидных пород, ассоциированных с клинопироксенами: нефелиннормативные роговообманковые меланогаббро молостовской серии в Хабаровинском гипербазитовом массиве (Южный Урал), являющиеся производными клинопироксенитовых расплавов (см. табл. 17), в водных условиях дают гранитоидные дифференциаты, а в маловодных — нефелин- и лейцитсодержащие сиениты. Изучение изотопного состава этих пород, выполненное Ю.Л. Ронкиным под руководством А.А. Краснобаева, показало, что они образуют изохрону, отвечающую возрасту 405 ± 10 млн лет и имеют одинаковое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703$. Поскольку породы слагают единые небольшие кольцевые интрузивы, эти данные служат аргументом в пользу их генетического родства.

Гранитоиды увильдинской серии соседствуют с миаскитами Ильменских и Вишневых гор, залегающими западнее среди тех же метаморфитов ильменогорского комплекса, которые являются вмещающими для гранитоидов. В.Я. Левин обнаружил ряд геологических и петрологических признаков, указывающих на генетическую связь миаскитов и гранитов, в том числе принадлежность и тех и других к группе водных [44]. Позднее было установлено, что эти породы имеют одинаковое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703$ и близкий возраст 440–460 млн лет [37]. Приведенные выше данные о нефелиннормативном составе габбро увильдинской серии позволяют предположить, что именно эти породы представляют собой расплавы, родоначальные для миаскитов и гранитоидов. Ассоциация с миаскитами карбонатитов, установленная В.Я. Левиным, свидетельствует о существенно углекислотном составе флюида в магматической линии габбро–миаскит–карбонатит, типичном для щелочных пород, тогда как тренд гранитоидной дифференциации обеспечивается преимущественно водным флюидом. Оба эти тренда отвечают барофильному типу эволюции с высокобарическими конечными гранитными и нефелинсиенитовыми дифференциатами, локализованными в мезоабиссальной фации.

Третий пример, на котором следует остановиться в связи с рассматриваемым вопросом, дает Бердяушский массив рапакиви, расположенный на западном склоне Южного Урала среди сланцев и доломитов нижнерифейской саткинской свиты.

Исключительная сложность массива, в котором совмещены основные породы, гранитоиды рапакиви, сиениты и нефелиновые сиениты, издавна привлекала к нему внимание исследователей. Геологическое строение, подробная петрографическая характеристика пород и их взаимоотношения приведены в известной монографии А.Н. Заварицкого [28] и ряде последующих публикаций. Недавнее детальное изучение радиологического возраста массива и его петрологии [40] позволило получить новые данные, касающиеся связи гранитоидов и фельдшпатоидных пород.

В массиве развиты две серии: габбро-сиенитодиорит-гранитная и нефелиновых сиенитов, которые образуют единое тело концентрически зонального строения. Внешняя часть массива сложена породами габбро-гранитоидной серии, а нефелиновые сиениты и сиениты концентрируются в центральной части. В распределении пород габбро-гранитоидной серии также намечается определенная закономерность, которая заключается в том, что большая часть гранитов приурочена к эндоконтактной части, а к центру массива увеличивается объем кварцевых сиенито-диоритов и габброидов. Серия отчетливо полимодальна (см. рис. 68). Средние составы пород приведены в табл. 23. Взаимоотношения пород в габбро-гранитоидной серии однозначно определяются прямыми геологическими наблюдениями. Габброиды рассеяны многочисленными жилами сиенито-диоритов и гранитов. В свою очередь, граниты образуют жилы в сиенито-диоритах и содержат многочисленные включения этих пород типа автолитов. Таким образом, в Бердяушском массиве отмечается обычная гомодромная габбро-гранитоидная серия, обладающая всеми характерными для подобных серий признаками [88]. Ранние породы этой серии — габброиды — встречаются в виде небольших блоков, залегающих в основном среди кварцевых сиенито-диоритов. Габброиды состоят из плагиоклаза, большей частью серицитизированного, клино- и ортопироксена, роговой обманки, иногда присутствуют биотит, магнетит и ильменит. В разностях, переходных к сиенито-диоритам, появляется калиевый полевой шпат.

Подчиненным развитием пользуются оливинсодержащие габбро. По химическому составу, содержанию Rb и Sr габброиды Бердяушского массива близки к континентальным базальтам. Разности плутонического типа в массиве не вскрыты. Сиенито-диориты являются промежуточными породами между габбро и кварцевыми сиенито-диоритами и так же, как и первые, образуют небольшие тела среди гранитоидов.

Наибольшим распространением в массиве пользуются кварцевые сиенито-диориты и сиеногранодиориты выборгитового типа. Породы характеризуются четкой структурой рапакиви и содержат многочисленные овоиды микропертита размером 1–2 см в мелко-среднезернистой массе, состоящей из плагиоклаза An_{16-20} , микропертита $Or_{50-60}Ab_{40-50}An_{1-3}$, кварца, высокожелезистой роговой обманки и биотита. В отдельных случаях весь полевой шпат обособляется в виде овоидов, а основная масса сложена тремя последними минералами. Породы устойчивы по химическому (см. табл. 23) и минеральному составу, однако в них имеется большое количество в разной мере переработанных включений габброидов и сиенито-диоритов.

Граносиениты и граниты также, как правило, содержат хорошо образованные овоиды и отличаются от сиеногранодиоритов повышенным коли-

Т а б л и ц а 23. Средние составы пород Бердяшского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
Химический состав								
SiO ₂ , мас. %	48,1	55,1	60,5	65,0	69,9	73,0	56,3	58,6
TiO ₂	2,7	2,0	1,0	0,8	0,5	0,3	0,5	0,2
Al ₂ O ₃	13,4	14,6	16,5	14,7	13,2	12,4	18,9	20,6
Fe ₂ O ₃	4,6	3,4	2,5	1,5		0,9	2,3	1,3
FeO	9,4	7,1	4,0	3,8	4,5	1,6	4,4	2,4
MnO	0,2	0,15	0,1	0,1	0,06	0,04	0,13	0,1
MgO	5,1	3,2	1,4	1,3	0,9	0,3	1,6	0,3
CaO	8,4	5,4	2,9	2,3	1,8	0,9	2,7	1,4
Na ₂ O	3,4	4,5	4,7	4,1	3,9	3,7	7,3	8,5
K ₂ O	1,6	2,4	4,7	5,0	4,6	5,4	3,8	4,7
P ₂ O ₅	0,6	0,5	0,2	0,2	0,04	0,04	0,3	0,1
п.п.	2,4	1,6	1,0	0,9	0,5	0,8	1,4	1,1
Сумма	99,9	99,95	99,5	99,7	100,0	99,38	99,63	99,3
<i>f</i>	0,6	0,64	0,72	0,69	0,74	0,83	0,69	0,88
Rb, г/т	32	65	80	105	155	180	115	160
Sr	395	330	295	290	95	83	640	310
Нормативный состав								
<i>Ne</i>	4,0	—	—	—	—	—	18,0	19,6
<i>Or</i>	10,0	14,3	28,2	30,0	27,7	32,5	22,2	27,2
<i>Ab</i>	25,5	42,0	42,8	37,5	35,7	34,2	35,3	41,8
<i>An</i>	17,3	13,0	10,1	7,0	4,8	1,5	7,5	4,0
<i>Срх</i>	21,4	11,8	3,8	3,8	3,2	2,6	4,8	2,2
<i>Орх</i>	—	11,6	12,1	9,8	8,0	3,4	11,9	5,0
<i>Ol</i>	19,8	5,9	—	—	—	—	—	—
<i>Ru</i>	2,0	1,4	0,7	0,6	0,3	0,2	0,3	0,2
<i>Q</i>	—	—	2,3	11,3	20,2	25,6	—	—

Примечание. 1 — габбро (4), 2 — сиенито-диорит (3), 3 — кварцевый сиенито-диорит (4), 4 — сиеногранодиорит (12), 5 — адамеллит (7), 6 — гранит (8), 7 — пироксеновый нефелиновый сиенит (6), 8 — гастингситовый нефелиновый сиенит (4); в скобках — число анализов.

чеством кварца и преобладанием биотита над роговой обманкой. Мелкозернистые разности гранитов имеют микропегматитовую структуру. Состав этого микропегматита $Q_{39}(An_3Ab_{47}Or_{50})_{61}$ отвечает давлению воды 0,5–1 кбар и свидетельствует о становлении массива в гипабиссальной фации.

Все гранитоиды Бердяшского массива характеризуются высоким содержанием калия, железа и в этом отношении близки к рапакиви Балтийского щита и Русской платформы.

Особенности состава минералов из пород бердяшской габбро-гранитоидной серии также типичны для рапакиви. Биотит и роговая обманка во всех разновидностях пород имеют очень высокую железистость ($Fe/(Fe + Mg) = 0,7–0,9$), которая увеличивается от габбро до гранита

параллельно с ростом железистости пород [40]. Железистость роговой обманки выше, чем железистость сосуществующего с ней биотита. Эти признаки наряду с широким распространением реликтов первичного высокотитанистого магнетита (содержание TiO_2 6–9%) свидетельствуют о принадлежности пород Бердяушского массива к титаномагнетитовой феррофации [75]. P_{O_2} – T -условия этой фации наряду с небольшими глубинами формирования массива способствуют сохранности первично магматического парагенезиса и составов породообразующих и главных аксессуарных минералов.

Биотиты и амфиболы пород габбро-гранитоидной серии содержат небольшое количество фтора и повышенное хлора, что в общем случае является характерной чертой многих гранитоидов, генетически связанных с габбро.

Геохимия гранитоидов также подтверждает их принадлежность к единой серии с габбро. По содержанию Rb и Sr гранитоиды Бердяушского массива располагаются в области составов, характерных для габбро-гранитоидных и базальт-липаритовых серий (см. рис. 8).

По типу эволюции эта серия относится к типичным барофильным с гипабиссальной локализацией (тренд *FNМ*).

Породы серии нефелиновых сиенитов залегают в основном в виде жил различной мощности среди сиенито-диоритов и сиеногранодиоритов. В этой серии выделяются две группы пород: сравнительно меланократовые пироксеновые, пироксен-гастингситовые нефелиновые сиениты и более лейкократовые гастингситовые (см. табл. 23). Последние формируются позднее, содержат многочисленные автолиты меланократовых нефелиновых сиенитов и образуют в них жилы.

Обе разновидности нефелиновых сиенитов представляют собой однополевошпатовые породы, обладающие всеми признаками гипабиссальных маловодных образований [44]. В отличие от гранитоидов полевошпатовые овоиды в них отсутствуют, клинопироксен представлен не титан-авгитом, а эгирин-салитом, амфибол — натровым гастингситом, обогащенным хлором.

Геологическая связь нефелиновых сиенитов с габброидами не столь очевидна, как для гранитоидов, потому что эти породы разобщены пространственно. Однако несомненны определенные общие особенности вещественного состава габбро и нефелиновых сиенитов: повышенное содержание калия, нефелиннормативный состав габбро и высокая железистость.

В целом породы серии нефелиновых сиенитов являются более молодыми, чем габбро и большая часть гранитоидов. А.Н. Заварицкий описывал дайки нефелиновых сиенитов в гранитах. Нами такие дайки, окруженные зонами безнефелиновых сиенитов, отмечались в сиеногранодиоритах. Прямые геологические соотношения между нефелиновыми сиенитами и гранитами нами не наблюдались. На основании возрастной, вещественной и генетической близости сиеногранодиоритов и гранитов можно предполагать, что последние также сформировались несколько ранее нефелиновых сиенитов.

Убедительные свидетельства примерной одновозрастности и генетического единства всех пород Бердяушского массива дают исследования

первичного изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7034 \pm 0,0007$ для габбро, гранитоидов и нефелиновых сиенитов) и абсолютного возраста по изохронному рубидий-стронциевому методу (1348 ± 13 млн лет [40]). По таким важным геохимическим параметрам, как содержания F и Cl в биотите и амфиболе, а также концентрации Rb и Sr, породы массива сходны между собой и близки к калий-натриевым габбро-гранитным фанерозойским сериям.

Общими чертами всех рассмотренных выше серий, в которых гранитоиды совмещены с нефелиновыми сиенитами, являются их принадлежность к барофильному типу и нефелиннормативный состав габброидных предшественников. Первая особенность обеспечивает геологические предпосылки появления нефелиновых сиенитов в ассоциации с гранитами, а вторая — вещественные. По аналогии с разобранным выше примером магнитогорской серии можно предположить, что гранитоиды представляют собой дифференциаты водной порции исходной базитовой магмы, а нефелиновые сиениты — обедненной водой и обогащенной углекислотой того же базитового расплава. Обычное резкое преобладание гранитоидов над нефелиновыми сиенитами, так же как и барофильный тренд эволюции, — следствия высокой водонасыщенности исходной магмы. Вода подавляет кристаллизацию богатого кремнеземом пироксена, вместо которого выделяется амфибол. Остаточный расплав обогащается кремнеземом и из нефелиннормативного становится кварцнормативным. Продуктом эволюции такого расплава будет серия гранитоидов барофильного типа.

Кристаллизация клинопироксена, наоборот, вызывает обеднение расплава кремнеземом и обогащение щелочами. Нефелиновые сиениты являются предельным дифференциатом магмы при такой эволюции.

НЕКОТОРЫЕ ПРИЧИНЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ГРАНОДИОРИТОВ И ГРАНИТОВ

На основе предлагаемой модели (см. рис. 66) можно объяснить разные количественные соотношения пород в дифференцированных сериях, эволюционирующих в разноглубинных условиях. В первую очередь это касается масштабов развития магматитов среднего состава: андезитов, тоналитов, дацитов и гранодиоритов. Здесь мы рассмотрим факторы, определяющие количественные соотношения гранодиоритов и следующих за ними в эволюционном ряду адаметлитов и гранитов.

Как показано в главе 4, породы семейства гранита, представляющие собой котектику полевого шпата переменного состава с кварцем и фемическими минералами и содержащие более 73% кремнезема, образуют моновариантный ряд, в котором от состава полевого шпата (в первую очередь его известковистости) зависят и все другие параметры. С ростом известковистости тройного полевого шпата в одно- и номера плагиоклаза в двуполевошпатовых гранитах увеличивается количество кварца и в меньшей степени фемических минералов. Этот гранитный ряд представляет собой эволюционный барьер, ограничивающий тренды всех типов габбро-гранитных, тоналит-гранитных и им подобных серий с любой известковистостью и соотношением калия и натрия.

Петрохимическое изучение пород, предшествующих гранитам в таких

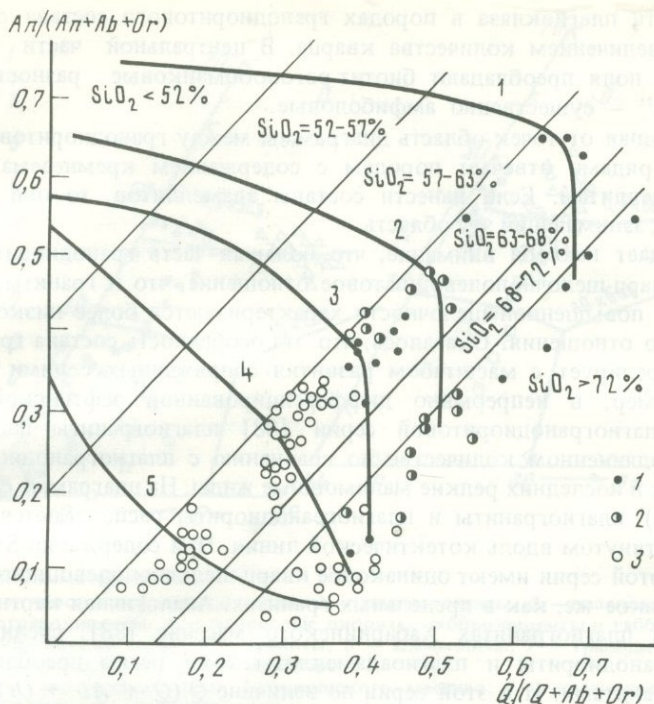


Рис. 70. Диаграмма $An/(An + Ab + Or) - Q/(Q + Ab + Or)$

1-3 - гранодиориты и граниты бескальевые (1), малокальевые (2) и калий-натриевые (3); серии: 1 - катынадырская габбро-плагиогранитная высокоизвестковистая, 2 - тагильская габбро-плагиогранитная, 3 - рефтинская габбро-диорит-плагиогранодиоритовая, 4 - пластовская тоналит-гранодиоритовая, 5 - магнитогорская габбро-гранитная

сериях, выполненное совместно с В.Н. Смирновым, показало, что гранитоиды повышенной основности обладают теми же особенностями. Если мы возьмем гранитоиды с определенным содержанием кремнезема, то они будут образовывать моновариантные ряды, подобные гранитному, в которых содержание нормативного кварца увеличивается с ростом известковистости ($CaO/(CaO + 0,9 Na_2O + 0,7 K_2O)$). Эта закономерность проявлена вплоть до габброидов, в которых величина кварц-полевошпатового отношения $Q/(Q + Ab + Or)$ может принимать отрицательные значения, но наиболее ярко выражена в гранитах, адалмеллитах и гранодиоритах.

На рис. 70 показан ряд, который образован гранодиоритами, т.е. породами с содержанием кремнезема 63-68%. Как видно, он строго параллелен гранитному. В пределах гранодиоритового ряда состав пород изменяется от субщелочного бедного кварцем и тугоплавкими компонентами сиеногранодиорита, характерного для магнитогорской серии, до богатого кварцем высокоизвестковистого плагиогранодиорита, развитого в катынадырской габбро-плагиогранитоидной серии. В первом полевои шпат имеет средний нормативный валовой состав $An_{20-30}Ab_{35-45}Or_{35-45}$, а во втором - $An_{40-50}Ab_{45-55}Or_{1-6}$. Как и в гранитной серии, рост

основности плагиоклаза в породах гранодиоритового состава сопровождается увеличением количества кварца. В центральной части гранодиоритового поля преобладают биотит-роговообманковые разности, а в "краевой" — существенно амфиболовые.

Свободная от точек область диаграммы между гранодиоритовым и гранитным рядами отвечает породам с содержанием кремнезема 68–72%, т.е. адамеллитам. Если нанести составы адамеллитов, то они образуют свой ряд, занимающий эту область.

Обращает на себя внимание, что большая часть гранодиоритов имеет то же кварц-щелочнополевошпатовое отношение, что и граниты, и только разности повышенной щелочности характеризуются более низкой величиной этого отношения. Оказалось, что эта особенность состава гранодиоритов коррелирует с масштабом развития сопряженных с ними гранитов.

Например, в непрерывно дифференцированной рефтинской габбродиорит-плагиогранодиоритовой серии [88] плагиограниты находятся в резко подчиненном количестве по сравнению с плагиогранодиоритами и образуют в последних редкие маломощные жилы. На диаграмме $Q-Ab-Or$ (рис. 71) плагиограниты и плагиогранодиориты располагаются в одном поле, вытянутом вдоль котектической линии. При содержании $SiO_2 \geq 65\%$ породы этой серии имеют одинаковое кварц-щелочнополевошпатовое отношение, такое же, как в предельных гранитах. Аналогичная картина наблюдается в плагиогранитах Хабарнинского массива [88], среди которых плагиогранодиориты и плагиоадамеллиты тоже резко преобладают над плагиогранитами. И в этой серии по величине $Q/(Q + Ab + Or)$ от последних обособляются лишь породы, содержащие менее 66% SiO_2 . В калий-натриевых сериях гранодиориты с гранитным кварц-щелочнополевошпатовым отношением также развиты только в тех типах, в которых граниты количественно резко подчинены, например в верхисетской серии и западноамериканских баголитах. Все названные выше серии по типу эволюции принадлежат к барофильным.

Гранодиориты с низким кварц-щелочнополевошпатовым отношением, отличающиеся от рассмотренных повышенной щелочностью (пониженной известковистостью), входят в состав серий с широким развитием гранитов, часто образующих геологически обособленные тела. Это преимущественно барофобные статистически бимодальные контрастно дифференцированные ассоциации с четким гранитным максимумом. В таких сериях гранодиориты заметно отличаются от гранитов по соотношению $Q/(Q + Ab + Or)$ и не достигают гранитной котектики (см. рис. 71). Если в гранитах $Q/(Q + Ab + Or)$ не опускается ниже 0,35, то в гранодиоритах из богатых гранитами серий оно не поднимается выше 0,3.

Примерами могут служить некрасовская габбро-гранитная серия, завершающая магматизм в рефтинском ареале на Среднем Урале, малокалевая диорит-гранитная серия Тагильского массива и магнитогорская габбро-гранитная серия [88]. Во всех этих сериях фигуративные точки гранитов и гранодиоритов разобщены, а последние отличаются от гранитов не только абсолютным содержанием SiO_2 , кварца и тугоплавких компонентов ($Fem + An$), но и меньшей величиной кварц-щелочнополевошпатового отношения.

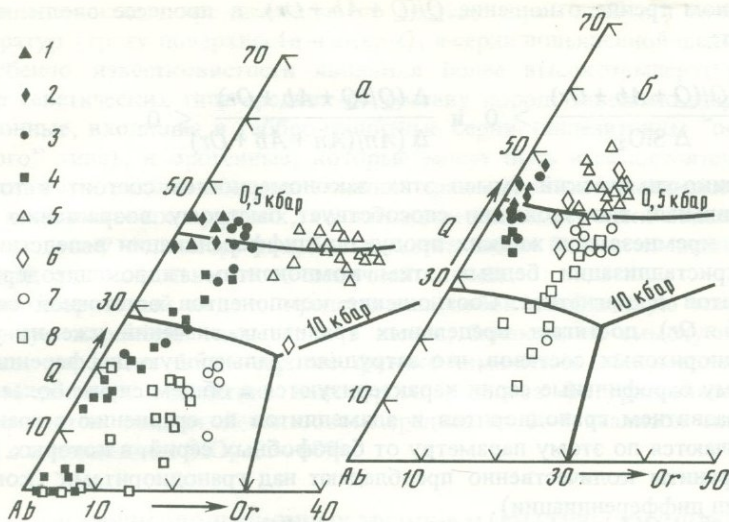


Рис. 71. Диаграмма $Q-Ab-Or$

а: 1–4 – породы рефтинской серии: 1 – плагиограниты, 2 – плагиоадамеллиты, 3 – плагиогранодиориты, 4 – кварцевые диориты, габбро-диориты и габбро; 5–8 – породы некрасовской серии: 5 – граниты, 6 – адамеллиты, 7 – гранодиориты, 8 – кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро

б: 1–4 – плагиогранитоиды Хабаровинского массива: 1 – плагиограниты, 2 – плагиоадамеллиты, 3 – плагиогранодиориты, 4 – кварцевые диориты; 5–8 – позднесилурийская тагильская малокальциевая серия: 5 – граниты, 6 – адамеллиты, 7 – гранодиориты, 8 – кварцевые диориты, габбро-диориты

Выявленные особенности состава гранодиоритов, коррелирующие с интенсивностью развития гранитов, по-видимому, могут объяснить и сам факт неодинакового распространения последних. В сериях с угнетенным развитием гранитов гранодиориты имеют соотношение легкоплавких компонентов (альбита, ортоклаза и кварца) близкое к граниту и в силу этой "пределности" состава неспособны в больших количествах продуцировать граниты – последующий и последний член серии. В этом случае эволюция от гранодиорита к граниту идет при постоянной величине $Q/(Q + Ab + Or)$ и изменении абсолютного содержания тугоплавких компонентов, щелочей и кварца (см. рис. 70, серии 1–3). С другой стороны, в ассоциациях, где граниты широко распространены, гранодиориты отличаются от них отношением $Q/(Q + Ab + Or)$, являются более высокотемпературными и имеют возможность эволюционировать до низкотемпературных предельных гранитных составов. При этом изменяется не только содержание названных выше компонентов, но и кварц-щелочно-полевошпатовое отношение (см. рис. 70, серия 5).

Тренд эволюции от гранодиорита к граниту при $Q/(Q + Ab + Or) = \text{const}$ отвечает барофильному типу и характеризуется выражениями

$$\frac{\Delta(Q/(Q + Ab + Or))}{\Delta \text{SiO}_2} = 0 \text{ или } \frac{\Delta(Q/(Q + Ab + Or))}{\Delta(An/(An + Ab + Or))} = 0, \text{ тогда как при ба-}$$

рофобном тренде отношение $Q/(Q + Ab + Or)$ в процессе эволюции возрастает:

$$\frac{\Delta (Q/(Q + Ab + Or))}{\Delta SiO_2} > 0 \text{ и } \frac{\Delta (Q/(Q + Ab + Or))}{\Delta (An/(An + Ab + Or))} < 0.$$

Физико-химический смысл этих закономерностей состоит в том, что барофильный тип эволюции способствует быстрому возрастанию содержания кремнезема в жидких продуктах дифференциации вследствие ранней кристаллизации бедных этим компонентом гидроксилсодержащих силикатов и магнетита. Соотношение компонентов остаточной системы (Q, Ab и Or) достигает предельных гранитных значений уже на уровне гранодиоритовых составов, что затрудняет дальнейшую дифференциацию. Поэтому барофильные серии характеризуются в общем случае более широким развитием гранодиоритов и адаметлитов по сравнению с гранитами и отличаются по этому параметру от барофобных серий, в которых, наоборот, граниты количественно преобладают над гранодиоритами (контрастный тип дифференциации).

Исключения составляют барофильные серии повышенной щелочности и барофобные высокоизвестковистые серии. В этих случаях специфика химического состава сказывается сильнее, чем влияние $P-T$ -условий кристаллизации. Например, в барофильной увильдинской серии сиеногранодиориты отличаются от гранитов низким значением $Q/(A + Ab + Or)$, а в барофобной катынадырской серии плагиогранодиориты и плагиограниты имеют одинаковое кварц-щелочнополевошпатовое отношение.

В то же время сильное влияние щелочности на величины отношения $Q/(Q + Ab + Or)$ позволяет использовать ее для классификации серий по уровню известковистости или щелочности.

Вариационные линии габбро-гранитоидных серий начинаются на диаграмме $An/(An + Ab + Or) - Q/(Q + Ab + Or)$ (см. рис. 70) там, где концентрируются фигуративные точки начальных габброидов, и не пересекаются вплоть до конечных гранитных составов. Они достигают гранитной котектики в разных местах в соответствии с общей известковистостью серии, но наибольшие различия между ними отмечаются в области гранодиоритовых составов. Это обстоятельство делает гранодиориты ключевыми породами при классификации серий по таким важнейшим параметрам, как известковистость или общая щелочность. Поскольку с этими характеристиками строго коррелирует отношение $Q/(Q + Ab + Or)$, что обусловлено физико-химическими факторами, то кварц-щелочнополевошпатовое отношение гранодиоритов ("гранодиоритовый индекс") можно положить в основу классификации серий. Гранодиориты с $Q/(Q + Ab + Or) > 0,45$ входят в серии повышенной известковистости (или пониженной щелочности), 0,45–0,25 – в нормально известковистые (известково-щелочные¹), и меньше 0,25 – в серии пониженной известковистости (повышенной щелочности).

¹ В данном случае термин "известково-щелочной" используется не в генетическом смысле, а только для обозначения состава пород.

При этом известково-щелочные по составу серии отвечают минимуму температур (трогу поверхности изотерм), а серии повышенной щелочности и особенно известковистости являются более высокотемпературными.

Два генетических типа средних по составу пород: заведомо дифференциационные, входящие в габбро-гранитные серии (андезитоиды "островодужного" типа), и орогенные, которые могут быть и самостоятельными селективными выплавками, по величине гранодиоритового индекса варьируют в одинаковых пределах, но последние систематически более устойчивы по этому параметру и в большинстве своем близки к низкотемпературной главной известково-щелочной линии.

Гранодиоритовый индекс представляет собой обобщенную классификационную характеристику серии в целом, близкую по смыслу индексу Пикока, но имеет более строгое физико-химическое обоснование. Для его определения вследствие некоторого разброса фигуративных точек гранодиоритов следует использовать среднее из 3—4 анализов типичных пород с содержанием SiO_2 63—68%.

О ВЗАИМОСВЯЗИ ЭВОЛЮЦИОННЫХ ТРЕНДОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Рассмотренные эволюционные тренды в рамках ряда габбро-гранит охватывают самые распространенные магматические породы и обладают наибольшим разнообразием. Они надстраивают и завершают гипербазит-базитовые и базитовые эволюционные тренды. Тесная генетическая связь между магматическими породами не всегда учитывается при формационном анализе, что создает определенные трудности, особенно заметные при расчленении габброидов, которые, с одной стороны, завершают гипербазит-габбровые серии, а с другой — начинают габбро-гранитные. При классификации гранитоидов возникает одна система типизации габброидов, а при изучении гипербазит-габбровых ассоциаций — другая. В предыдущих главах было показано, что с гипербазитами ассоциированы габбро плутонического типа, а родоначальниками габбро-гранитоидных серий являются габбро вулкано-интрузивной группы. Эти два типа габбро часто присутствуют совместно, объединяя тем самым гранитоидные формации с гипербазитами, которые обычно не встречаются в одних массивах.

Исследователи уже давно обратили внимание на существование ассоциаций, объединяющих магматические породы самого разного состава, в том числе от гипербазитов до гранитов. Так, Э.П. Изох [31] выделил единый формационный ряд гипербазит-габбро-высокоглиноземистый гранит. Хорошими примерами магматических ассоциаций, в которых сконцентрированы породы от гипербазита до гранита, являются офиолитовые комплексы и расслоенные интрузивы.

Из этой взаимосвязи следует, что порознь классифицировать можно лишь начальные (гипербазит-габбровые) или конечные (габбро-гранитные) фрагменты таких полных формационных рядов. Формационный подход к систематике габброидов, через которые осуществляется сочленение этих ассоциаций магматических пород, должен учитывать специфику их положения.

Схема главных эволюционных трендов показана на рис. 72. В ее основе лежит предположение, что для океанических, трапповых и собственно эвгеосинклинальных формаций исходным субстратом является низкокаль-

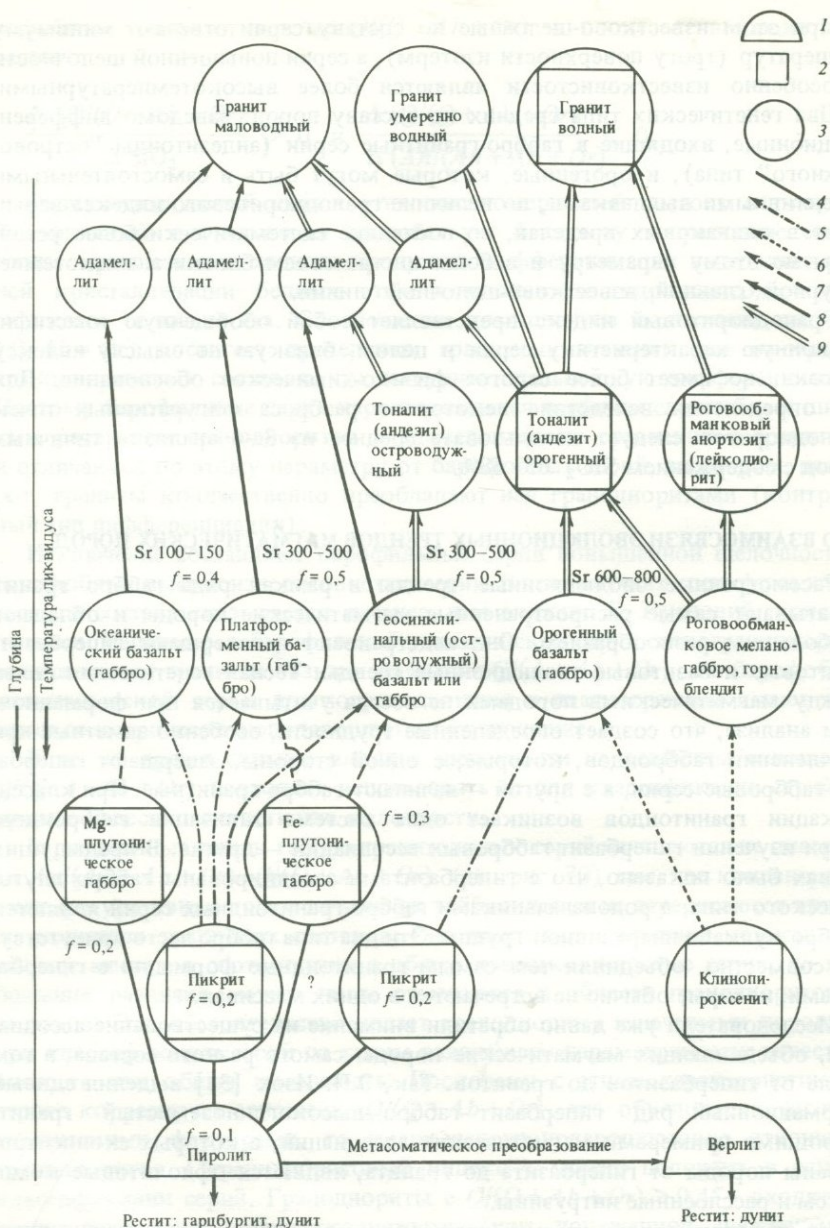


Рис. 72. Схема главных эволюционных трендов магматических пород

1 — источники мантийского магмообразования; 2 — прямые выплавки из мантийного или корового (орогенные андезиты? и водные граниты) субстрата; 3 — дифференциаты (сочетание 2 и 3 означает, что данная порода может иметь и то и другое происхождение); 4 — линии, соединяющие исходные магмы с источником; 5–9 — тренды: 5 — перидотит–габбро (пикрит–базальт), 6 — клинопироксенит–габбро, 7 — плутоническое габбро–габбро вулcano-интрузивной группы; 8, 9 — габбро–гранит (базальт–риолит): 8 — барофобный, 9 — барофильный. Для пикритов и базитов указана железистость, а для базальтов также типичные содержания стронция, г/т

циевый гипербазит типа лерцолита или пиролита, а для большинства орогенных формаций, а также для клинопироксенит-габбровой — более богатая кальцием порода, близкая к верлиту.

В схеме отражены самые важные закономерности эволюционных трендов магматических пород, изложенные в предыдущих главах:

1. Базальтовая магма или магма габброидов вулcano-интрузивной группы является продуктом дифференциации по двум направлениям: пикрит-базальт и плутоническое габбро-базальт.

2. Оливиновые клинопироксениты образуются в результате плавления субстрата, близкого по составу к верлиту. Продукты их дифференциации при наличии воды представлены роговообманковыми меланогаббро, горн-блендитами, иритами и тылаитами.

3. Непосредственными предшественниками океанских базальтов, с одной стороны, и континентальных (платформенных, геосинклинальных, орогенных) — с другой, являются плутонические габброиды разного состава: низкожелезистые и низкостронциевые в первом случае и железистые с более высоким содержанием стронция во втором. От ассоциированных с ними габбро вулcano-интрузивной группы и базальтов плутонические габбро всегда отличаются повышенными содержаниями глинозема, магния, кальция, никеля, кобальта и хрома и более низкими концентрациями большинства других элементов.

4. Преимущественным типом эволюционного тренда от океанического и платформенного толеита к плагиограниту или граниту является барофобный. Геосинклинальные серии характеризуются как барофобным, так и барофильным трендами дифференциации, а орогенные — в основном барофильным.

5. Коровый палингенез в условиях амфиболитовой фации метаморфизма не единственный способ образования водной гранитной магмы плутонического типа. При барофильном типе эволюции такая магма может образоваться в результате фракционирования андезитоидного расплава.

6. В эвгеосинклинальных габбро-гранитоидных сериях тоналиты являются в основном продуктами фракционной кристаллизации более основных магм или смешения основных и кислых магм. Орогенные андезиты и соответствующие им тоналиты могут образовываться в результате прямого выплавления.

7. Аналогичную природу имеют и анортозит-гранитные серии, ассоциированные с клинопироксенитами и габброидами Платиноносного пояса Урала. В одних случаях эти серии представляют собой селективные выплавки из метаморфизованного габбрового субстрата, а в других — продукты фракционирования обводненных базитовых расплавов, производных от оливиновых клинопироксенитов.

В табл. 24 дана петрохимическая типизация всех рассмотренных выше трендов. В колонке 5 приведен петрохимический индекс тренда. Этот показатель возрастает в процессе эволюции именно по данному тренду, а его величина однозначно определяет положение породы в возрастном ряду тренда. По смыслу эта характеристика близка к индексу дифференциации. Такие универсальные индексы дифференциации, как железистость, щелочность, индекс Торнтон-Таттла ($Ab + Or + Q$), значения которых увеличи-

Т а б л и ц а 24. Главные магматические тренды

Тренд	Условия эволюции	Кристаллизация и отсадка	Петрохимическая константа	Индекс тренда	Типовые петрохимические вариации
Перидотит–габбро	$P_{\text{общ}}$ падает, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ низкое	<i>Ol, Opx</i>	$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{MgO}'$, $1 / \text{MgO}'$	$\Delta \text{Al}_2\text{O}_3 / \Delta \text{MgO}' < 0$; $\Delta \text{CaO} / \Delta \text{MgO}' < 0$; $\Delta \text{TiO}_2 / \Delta \text{MgO}' < 0$
Клинопироксенит–габбро	$P_{\text{общ}}$ падает, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ возрастает	Котектика <i>Ol–Cpx</i>	MgO' / CaO	$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO}$	$\Delta \text{CaO} / \Delta \text{Al}_2\text{O}_3 < 0$; $\Delta \text{MgO}' / \Delta \text{Al}_2\text{O}_3 < 0$; $\Delta f / \Delta \text{Al}_2\text{O}_3 > 0$
Тренды базитов:					
а) плутоническое габбро–габбро вулкано-интрузивной группы (базальт)	$P_{\text{общ}}$ падает, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ низкое	Котектика <i>Fem–Pl</i>	$\text{CaO}; \text{Al}_2\text{O}_3$; MgO'	$Fem / (Fem + An)$	$\Delta \text{Al}_2\text{O}_3 / \Delta f < 0$; $\Delta \text{Na}_2\text{O} / \Delta f > 0$; $\Delta (Fem / (Fem + An)) / \Delta f > 0$
б) тренды в рамках базальтовых составов:					
толеитовый	$P_{\text{общ}} \approx \text{const}$ $P_{\text{H}_2\text{O}}$ низкое	То же	То же	Cpx / Fem	$\Delta (Fem / (Fem + An)) / \Delta f > 0$; $\Delta (Cpx / Fem) / \Delta f > 0$
известково-щелочной	$P_{\text{общ}} \approx \text{const}$ $P_{\text{H}_2\text{O}}$ возрастает	"	"	Opx / Fem	$\Delta (Fem / (Fem + An)) / \Delta f < 0$; $\Delta (Cpx / Fem) / \Delta f < 0$
Габбро–гранит (сиенит)	Барофобный тренд: $P_{\text{общ}}$ низкое; барофильный тренд: $P_{\text{общ}}$ более высокое	"	CaO / MgO'	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO}$	$\Delta \text{MgO}' / \Delta \text{SiO}_2 < 0$; $\Delta \text{CaO} / \Delta \text{SiO}_2 < 0$

П р и м е ч а н и е. Такие индексы дифференциации, как железистость, щелочность и индекс Торнтон–Таттла ($Ab + Or + Q$), общие для всех типов эволюционных трендов, не приведены, Δ – приращение соответствующих величин.

ваются при эволюции по всем типам трендов, в таблице не указаны. В колонке 6 отмечены не все, а лишь главные изменения химического состава, сопровождающие эволюцию по тому или иному тренду и определяющие тип тренда.

Вместе со схемой (см. рис. 72) эта таблица представляет собой основу для генетической классификации главных магматических серий, особенно тех, которые широко варьируют по составу. Соотношения между типами серий, т.е. формациями магматических пород, и типами эволюционных трендов могут быть разными. С одной стороны, существуют серии, в которых породы эволюционируют по нескольким трендам. Например, в стандартном офиолитовом комплексе ультрабазит-базитовая серия содержит последовательности пород двух трендов: перидотит-плутоническое габбро и плутоническое габбро-габбро вулкано-интрузивной группы (базальт), тогда как габбро-плагиогранитоидная серия принадлежит либо к барофильному, либо к барофильному габбро-гранитному тренду. Связь между ультрабазит-базитовой и габбро-плагиогранитоидной сериями осуществляется путем эволюции базитового расплава по тренду высокобарическая котектика плутонических габброидов-низкобарическая базальтовая котектика.

С другой стороны, каждый из эволюционных трендов может включать в себя породы нескольких формаций. Эти формации в той или иной мере родственны друг другу и объединяет их именно принадлежность к одному эволюционному тренду, что, в свою очередь, является следствием общности геологических условий формирования. Так, эволюция определенного набора орогенных магматических формаций происходит по барофильному габбро-гранитному тренду. Непрерывно дифференцированная габбро-диорит-плагиогранитоидная, габбро-диорит-гранитная, тоналит-гранодиоритовая, монодиорит-гранитная — весь этот формационный ряд, характерный для многих орогенных зон, относится к этому тренду. Общность закономерностей эволюции обусловлена совокупностью геологических условий, которую мы определяем термином "орогенный".

Общность эволюционных трендов отражает общность геологической ситуации. Подробнее этот тезис, так же как и взаимоотношения разных типов магматических серий с разными эволюционными трендами, мы рассмотрим в следующей главе.

РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В РАЗНЫХ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОНАХ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ

Различные этапы развития крупных геоблоков Земли характеризуются своим типом магматизма: рифтогенным (континентальным или океаническим), геосинклинальным (островодужным), орогенным. Каждому названному типу свойственны определенные вертикальные ряды магматических формаций. Рассмотрим такие ряды на примере Урала. Здесь выделяются структурно-формационные зоны, главные этапы развития которых отвечают разным геодинамическим режимам. В свою очередь, каждая такая зона характеризуется особым по составу и эволюции магматизмом, т.е. она в течение длительного времени развивается как автономная магматическая система, специфика которой определяется эндогенными факторами: глубинным строением, подвижностью, тепловым и флюидным режимом.

Главный упор при обсуждении будет сделан не на региональные особенности магматизма, а на те его черты, которые являются общими для данного типа, проявляясь не только в определенных структурно-формационных зонах эвгеосинклинали, но и в соответствующих им более крупных подразделениях, таких, как островные дуги, активные континентальные окраины, внутриконтинентальные орогенные пояса и т.д.

Представленное на рис. 73 расчленение Урала на крупные структурно-формационные зоны проведено в основном по особенностям магматизма¹ и, следовательно, наиболее полно отражает эндогенный режим зон в период их существования. В эвгеосинклинальной области Урала выделяются главная эвгеосинклинальная и геоантиклинальная мегазоны [18, 88]. В главную эвгеосинклинальную мегазону входят следующие зоны (с запада на восток): шовная (зона Главного Уральского глубинного разлома), троговая (Тагило-Магнитогорская) и переходная (Свердловская), в которой выделяются подзоны прогибов и поднятий. Регион к востоку от главной эвгеосинклинальной мегазоны обособлен в геоантиклинальную мегазону с наложенными эвгеосинклинальными прогибами и соответствует Восточно-Уральскому поднятию и одноименному прогибу, а также Зауральскому поднятию в известной схеме И.Д. Соболева.

Названные выше структурно-формационные зоны имеют разное глубинное строение, которое определяется по сумме геофизических данных [18]. Главная эвгеосинклинальная мегазона отличается наибольшей мощностью коры в целом (глубина до границы Мохо 50–54 км) и базитового слоя (36–30 км). Геоантиклинальная мегазона повсеместно имеет гранито-гнейсовый слой, мощность которого увеличивается в зонах поднятий и незначительна в наложенных прогибах. Наиболее четко, однако, специфика названных зон проявляется в характере магматизма.

Шовная зона представляет собой область мощного гипербазитового и базитового магматизма рифтогенного типа. Вертикальный эволюционный

¹ Другие варианты тектонического районирования Урала см.: Пейве, Иванов, Не-чеухин и др. (1977) и Дымкин, Иванов, Камалетдинов и др. (1984).

Рис. 73. Схема структурного районирования Урала

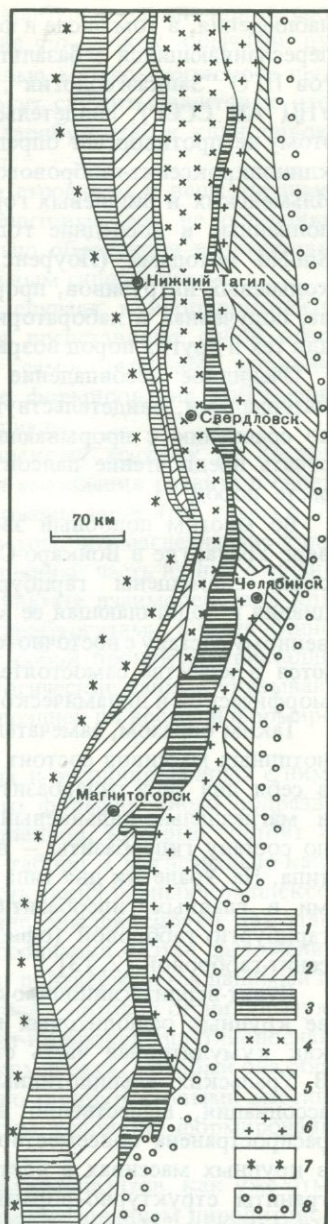
1-4 — зоны главной эвгеосинклинальной мегазоны: 1 — шовная, 2 — троговая, 3, 4 — переходная (3 — прогибы, 4 — поднятия); 5, 6 — зоны геантиклинальной мегазоны: 5 — наложенных эвгеосинклинальных прогибов, 6 — поднятий; 7 — область западного склона Урала; 8 — Зауралье

ряд магматических формаций здесь начинается с раннего офиолитового комплекса гарцбургитового типа, который включает в себя крупные гипербазитовые массивы (Кемпирсайский, Хабарнинский, Халиловский на Южном Урале и Войкаро-Сыньинский на Полярном Урале) и ассоциированные с ними габбро, поля параллельных диабазовых даек, потоки пиллоу-лав и габбро-гранитоидные серии. Сводный разрез сравнительно хорошо сохранившегося кемпирсайско-хабарнинского офиолитового комплекса [88] имеет следующий вид (снизу вверх): гарцбургиты (~ 7 км) — троктолиты, оливковые габбро, диопсидовые габбро (3 км) — зона параллельных диабазовых даек (1-2 км) — пиллоу-лавы базальтов (~1 км).

Эти породы образуют единый эволюционный ряд, члены которого обладают некоторыми общими особенностями вещественного состава, сближающими их с современными и мезозойскими магматитами океанских хребтов.

После становления офиолитов в эпоху квазиплатформенной стабилизации формируется пестрый набор магматических пород преимущественно базитового состава, принадлежащих к пироксенит-габбровому тренду. В южной части зоны к нему относятся кольцевые интрузивы и дайки верлит-клинопироксенит-габбро-гранитоидного (сиенитоидного) состава, а в районе Среднего Урала — крупные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса, наиболее четко фиксирующие зону Главного Уральского разлома. В тех участках, где эта зона пересекает блоки древнего кристаллического фундамента, в ней формируются миаскит-карбонатитовые массивы Ильменских и Вишневых гор [45].

Возраст названных выше магматитов недостаточно ясен. Геологические



наблюдения, в том числе и фаунистические находки в кремнистых породах, переслаивающихся с базальтами офиолитового комплекса (данные геологов ПГО "Запказгеология", а также К.С. Иванова и В.Н. Пучкова из ИГГ УНЦ АН СССР), свидетельствуют об ордовикском возрасте офиолитов, этому не противоречат определения К-Аг возраста пород более молодого клинопироксенит-габбрового ряда [15], а также миаскитов и карбонатитов Ильменских и Вишневых гор [37] (440—460 млн лет). В то же время выполненные в последние годы определения возраста офиолитов Rb-Sr и Sm-Nd методами (Лоуренс, Вассербург, 1985) и Rb-Sr-изохрона пород кольцевых интрузивов, прорывающих гарцбургиты Хабаровинского массива, полученная в лаборатории А.А. Краснобаева по нашим образцам, дают для тех и других пород возраст около 400 млн лет.

Очевидное несоответствие изотопной геохронологии с геологическими материалами, свидетельствующими о более древнем возрасте офиолитов по сравнению с прорывающими их кольцевыми интрузивами, заставляет отдать предпочтение палеонтологическим данным об ордовикском возрасте пород.

Во многом подобный эволюционный ряд отмечается и на крайнем севере Урала, где в Войкаро-Сыньинском массиве, так же, как и в Хабаровинском, совмещены гарцбургит-габбровая собственно офиолитовая ассоциация и подстилающая ее клинопироксенит-габбровая, сходная по вещественному составу с восточно-хабаровинской. Породы последней рассматриваются в качестве самостоятельной тектонической пластины со своей метаморфической и динамической историей [25, 64].

Таким образом, замечательная особенность гипербазит-базитовых альпинотипных массивов состоит в том, что наиболее крупные из них включают в себя два типа гипербазитов: магнезиальный (гарцбургиты, лерцолиты) и магнезиально-кальциевый (верлиты, клинопироксениты). Предельные по составу гипербазиты — дуниты — входят в ассоциации того и другого типа. На Урале эти два типа гипербазитовых ассоциаций являются ведущими в главных гипербазит-базитовых формациях: альпинотипной дунит-гарцбургит-габбровой (офиолитовой) и платиноносной дунит-клинопироксенит-габбровой [2, 13].

Дунит-верлит-клинопироксенитовые ассоциации известны в большинстве крупных офиолитовых проявлений, где они обычно рассматриваются как кумулятивная часть стандартного офиолитового разреза [36, 121]. В Уральских альпинотипных массивах дунит-верлит-клинопироксенитовая ассоциация, веществом во многом сходная с платиноносной, также распространена повсеместно и не только в массивах шовной зоны, но и в крупных массивах в восточной части Урала, пояса которых трассируют граниты структурно-формационных зон: в Алапаевском, Баженовском, Ключевском, Первомайском и многих других [2, 18]. В отличие от распространенной среди зарубежных исследователей кумулятивной гипотезы уральские петрологи придерживаются представлений о метасоматическом происхождении дунитов, верлитов и клинопироксенитов в результате реакции габбровой магмы с гарцбургитами. В основе этих представлений лежат данные о геологической позиции магнезиально-кальциевых гипербазитов, которые часто располагаются на границе габброидов с гарцбургитами и образуют зональные комплексы. В обобщенном виде эта

зональность выглядит следующим образом: гарцбургит—дунит или ферродунит (состоящий из оливина Fo_{78-84} , а не Fo_{92} , как обычный дунит)—верлит—клинопироксенит—габбро. Моделью метасоматического процесса, образующего такую зональность, могут служить дунитовые оторочки вокруг клинопироксенитовых жил в гарцбургитах и клинопироксенит-дунитовые каймы вокруг габбровых жил.

Подобные факты, а также наблюдения над строением и вещественным составом многих дунит-верлит-клинопироксенитовых зон не оставляют сомнений в том, что такие зоны действительно образуются в результате взаимодействия габбровой магмы с магнезиальным гипербазитом.

Очевидно, однако, и то, что во многих случаях клинопироксениты дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации представляют собой ортомагматические породы, родоначальные для самостоятельной клинопироксенит-габбровой серии, внедренной после формирования собственно офиолитовой гарцбургит-габбро-базальтовой триады.

Наши детальные наблюдения по Хабаровинскому массиву на Южном Урале, где дунит-верлит-клинопироксенитовая ассоциация развита в своем наиболее полном и типичном виде, кратко изложены выше (см. главы 6, 7) и в [88]; они однозначно свидетельствуют о том, что магнезиально-кальциевые гипербазиты гетерогенны по происхождению: часть из них относится к кумулятивному, часть образуется в результате взаимодействия клинопироксенитового и базитового расплава с гарцбургитами, а часть клинопироксенитов и все габброиды представляют собой продукты кристаллизации магматического расплава. Прямые геологические данные указывают на то, что вся эта ассоциация является более поздней по времени формирования, чем офиолитовая.

Наличие магматических клинопироксенитов и ассоциированных с ними пород дает основание для выделения особого формационного подразделения — парных гипербазит-базитовых комплексов, которые состоят из двух ассоциаций: магнезиальный гипербазит—габбро и магнезиально-кальциевый гипербазит—габбро. Важная особенность таких парных комплексов заключается в том, что в тектоническом плане они фиксируют два этапа с разным тектоническим режимом: первая ассоциация — этап растяжения, а вторая — стабилизации. Этот вывод надежно подтверждается данными по Хабаровинскому массиву, где породы клинопироксенитовой серии образуют кольцевые интрузивы. Дунит-клинопироксенит-габбровая (платиноносная) ассоциация гигантского уральского парного комплекса, который она образует совместно с альпинотипными существенно гарцбургитовыми массивами, также соответствует квазиплатформенным условиям формирования [25].

Постоянная совмещенность Mg- и Mg-Ca-гипербазитов, как уже отмечалось в главе 6, обусловлена, возможно, преобразованием пиролитового мантийного материала, представляющего собой субстрат для гарцбургит (лерцолит)-базитовой офиолитовой ассоциации, в существенно верлитовую породу, служащую субстратом для последующей клинопироксенит-габбровой ассоциации парного комплекса. Метасоматические зональные дунит-верлит-клинопироксенитовые каймы, постоянно возникающие на контакте габброидов с гарцбургитами, служат моделью мантийных процессов, приводящих к закономерному изменению состава субстрата и

соответственно продуктов магматизма, а также к образованию парных магматических комплексов.

Обобщенная схема формирования стандартного парного комплекса выглядит следующим образом: 1) образование зоны растяжения спредингового или рифтового типа; 2) формирование за счет частичного плавления пиролита офиолитовой серии магнезиальный гипербазит—габбро; 3) взаимодействие базитового расплава с пиролитом и образование верлитов; 4) плавление верлитов с образованием клинопироксенитового расплава, исходного для клинопироксенит-габбровой серии — второго члена парного комплекса.

Возвращаясь к рассмотрению магматизма шовной зоны Урала, отметим, что общеуральский рубеж в 400 млн лет можно интерпретировать как время главной эпохи метаморфизма в этой зоне, после которого формируется новый парный комплекс, во многом похожий на только что описанный и образующий следующий силурийско-среднедевонский цикл [88]. К настоящему времени он выявлен на Южном Урале и включает в себя аккермановский офиолитовый комплекс (но не гарцбургитового, как кемпирсайско-хабарнинский, а верлитового типа) и клинопироксенит-габбро-сиенитоидную велиховскую ассоциацию. Нами этот парный комплекс был выделен в шовной зоне [88]. В последние годы появились данные о среднедевонском возрасте офиолитового комплекса и в троговой зоне, в Западных Мугоджарах [30], который, по-видимому, может быть сопоставлен с аккермановским.

Наряду с повторяемостью отчетливо проявлена и эволюция однотипных составляющих каждого магматического цикла. Базальты и габбро аккермановского офиолитового комплекса по сравнению с одноименными породами кемпирсайско-хабарнинского характеризуются повышенными содержаниями стронция, натрия и меньшими концентрациями железа, титана [88], т.е. теми особенностями, которые отличают современные островодужные магматиты от океанических.

Таким образом, на протяжении 100—120 млн лет продуктом эндогенной активности шовной зоны Урала являлись гипербазит-базитовые комплексы. Габбро-гранитоидный и гранитоидный магматизм здесь проявлен очень слабо.

Троговая зона характеризуется существенно иным типом магматизма. Здесь развит дифференцированный базальтоидный магматизм, близкий по специфике вещественного состава пород к современному островодужному. Базальтовые, базальт-риолитовые, базальт-трахитовые и комагматичные им габбро-гранитоидные и габбро-сиенитоидные серии в процессе геологического развития зоны изменяют свой состав. По мере роста мощности земной коры развитие магматизма идет от практически бескальциевых высокоизвестковистых базальт-плагиориолитовых (габбро-плагиогранитоидных) ассоциаций, близких по вещественному составу к ранним островодужным, до богатых калием базальт-трахитовых (габбро-сиенитовых) ассоциаций, фиксирующих завершающую, квазиplatformенную стадию развития эвгеосинклинальной зоны и сходных по составу с шошонитовыми сериями островных дуг типа Камчатской или Зондской.

Выделенный Д.С. Штенбергом [84] малый цикл базальтоидного эвгеосинклинального магматизма имеет продолжительность 30—40 млн лет и в

эффузивном варианте включает в себя следующий ряд формаций: слабо дифференцированную базальтовую, контрастно дифференцированную базальт-риолитовую и непрерывную базальт-андезит-дацитовую или трахибазальт-трахитовую. Первые две формации принадлежат к барофобному типу, а третья — к барофильному. Это лишь грубая схема, но она показывает, что в отличие от двучленного цикла рифтогенного магматизма в шовной зоне цикличность в троговой зоне содержит триаду комагматических вулкано-интрузивных базальтоидных формаций.

Очень характерно, что во многих случаях полный набор звгеосинклинальных магматических формаций сосредоточен в пределах одного интрузивного массива. Примером может служить детально изученный Тагильский массив на Среднем Урале, где на площади около 300 км² представлены формации силур-раннедевонского магматического цикла продолжительностью около 30 млн лет: габбро-плагиогранитная, диорит-трондьмитовая (малокалиевая) и габбро-сиенитовая, богатая калием [88].

Вертикальный ряд интрузивных формаций, зафиксированный в Тагильском массиве, напоминает латеральный формационный ряд вулканитов развитых островных дуг, в которых от океанской стороны к континентальной наблюдается смена так называемых толеитовых формаций известково-щелочными и щелочными. Такая же тенденция свойственна и латеральному ряду уральских комагматических интрузивных и вулканических формаций, образованных в блоках с различным глубинным строением. В расположенных к востоку от троговой зоны звгеосинклинальных прогибах переходной и геосинклинальной зон дифференцированные базальтоидные серии и в эффузивном и в интрузивном вариантах отличаются от одновозрастных серий троговой Тагило-Магнитогорской зоны повышенным содержанием калия и преобладающим известково-щелочным типом эволюции. Эти особенности базальтоидных серий следует связывать с ростом "сиаличности" земной коры в восточных областях Урала, установленным также с помощью геофизических методов [18].

Каждая из интрузивных формаций триады, образующей малый цикл звгеосинклинального базальтового магматизма, имеет однотипное внутреннее строение и состоит из трех комплексов: габбрового, габбро-гранитоидного и гранитоидного [88]. Эта однотипность обусловлена общими для всех базальтоидных формаций закономерностями эволюции и отражает изменение состава магмы в промежуточных очагах. Поэтому несмотря на различный вещественный состав как натровые раннегеосинклинальные, так и калий-натриевые позднегеосинклинальные формации сложены тремя названными комплексами. В строении комагматических эффузивных формаций такой правильности нет. Эффузивные комагматы отвечают обычно габбро-гранитоидному или гранитоидному комплексам, а наиболее глубокие по уровню магмообразования породы габбрового комплекса лишены их.

Обращает на себя внимание сходство в строении каждой данной габбро-гранитоидной серии, состоящей из трех комплексов, и триады магматических формаций, образующих полный цикл звгеосинклинального магматизма. Поскольку в первом случае надежно устанавливается генетическая связь комплексов, являющихся производными одного эволюционирующего магматического источника, то можно предположить, что последова-

тельность магматических формаций эвгеосинклинального цикла также обусловлена эволюцией единого магматического очага, существующего около 40 млн лет.

Рост концентрации воды и калия в таком мантийном очаге объясняет главные черты вещественного состава пород и строения последовательно образующихся серий, в том числе смену барофильного тренда дифференциации барофильным, афировых серий порфиоровыми, рост щелочности и другие. Такой эволюционный ряд магматических серий позволяет говорить об определенном постоянстве тектонического режима с сохранением условий растяжения в течение большей части цикла. Типичные орогенные магматиты здесь отсутствуют.

В *переходной* зоне и прогибах геантисинклинальной мегазоны вертикальный ряд магматических формаций обладает важной особенностью, заключающейся в том, что рассмотренный выше набор базальтоидных эвгеосинклинальных формаций, которым ограничивается магматизм в троговой зоне, здесь сменяется последовательностью орогенных формаций, наиболее отчетливо выраженной в интрузивной фации. Эту последовательность составляет тоналит-гранджемитовая, тоналит-гранодиоритовая и гранодиорит-гранитная формации, перечисленные примерно в возрастном порядке и принадлежащие к тоналит-гранодиоритовому формационному типу (исходной магмой является андезитовая).

Пояса тоналит-гранодиоритовых массивов, в наиболее крупных из которых сосредоточены все перечисленные формации, протягиваются на сотни километров. Можно предположить, что они трассируют эродированные вулканические пояса, наложенные на эвгеосинклинальные базальтовые формации. Крупный пояс орогенного тоналит-гранодиоритового магматизма выявлен в последние годы на Среднем Урале в переходной зоне, где он представлен Верхисетским массивом в южной части пояса и Верхотурским в северной. Массивы этого пояса прорывают вулканы и комагматичные им интрузивы, образующие полный эвгеосинклинальный магматический цикл позднесилурийско-среднедевонского возраста.

В отличие от поднятий геантисинклинальной мегазоны, где проявлен полный ряд орогенных магматических формаций, в переходной зоне этот ряд ограничен только начальными формациями тоналит-гранодиоритового типа. Водные плутонические граниты и серии адамеллит-гранитного формационного типа здесь отсутствуют. Совмещение эвгеосинклинального базальтового магматизма, свойственного троговой зоне, с ранними орогенными формациями, получающими наиболее полное развитие в геантисинклинальной зоне, составляет характерную особенность переходной зоны и является одним из оснований для ее выделения. Эта особенность магматизма, по-видимому, обусловлена глубинным строением переходной зоны, которая заложена на фемическом кристаллическом фундаменте, выходящем на поверхность в виде Сысертского и Салдинского гнейсово-мигматитовых комплексов [18]. В троговой зоне кристаллический фундамент сохранился лишь частично, а в геантисинклинальной он имеет преимущественно сиалический состав [18].

В *поднятиях* геантисинклинальной мегазоны кристаллический фундамент близко подходит к поверхности или даже обнажается в виде ряда гнейсово-мигматитовых комплексов. Магматизм здесь представлен только ороген-

ным типом (на Урале преимущественно в интрузивной фации). В отличие от переходной зоны и прогибов геоантиклинальной мегазоны андезитоидная группа формаций (тоналит-гранодиоритовая, тоналит-гранодиоритовая и гранодиорит-гранитная) надстраивается в поднятиях существенно гранитными сериями: маловодными адамеллит-гранитными и водными плутоническими гранитными. Наличие последних определяет специфику магматизма зон поднятий.

Бескалийевые (плагиигранитоидные) серии здесь отсутствуют, а латеральные аналоги начальной габбро-плагиигранитоидной формации эвгеосинклинальных прогибов представлены малокалийевыми тоналит-гранодиоритовыми сериями — производными умеренно известковистой континентальной андезитовой магмы. Если в эвгеосинклинальных трогах на всех этапах своего развития образуется базальтовая магма, состав которой закономерно изменяется во времени, то в недрах зон поднятий генерируется магматизм тоже одного, но орогенного типа.

Так, в районе Челябинского гранитоидного массива Е.А. Белгородским в среднедевонских конгломератах обнаружена галька малокалийевых тоналитов и гранодиоритов, которые несколько южнее этих конгломератов образуют крупные тела в пределах Челябинского массива. По-видимому, в начале раннего карбона внедрялся новый тоналит-гранодиоритовый комплекс, породы которого слагают восточную часть Челябинского массива и встречены в виде галек в средневизейских конгломератах. В среднем-позднем карбоне во время главного этапа водного гранитного плутонизма образовались адамеллиты и граниты гранитного формационного типа, занимающие большую часть массива, а в пермское время — маловодные граниты адамеллит-гранитного формационного типа. Таким образом, по крайней мере со среднего девона и до перми включительно, т.е. в течение всего герцинского цикла продолжительностью более 100 млн лет, магматизм в Челябинском ареале принадлежал к орогенному типу. Возрастной ряд магматических формаций в этом интервале времени обладает чертами направленного развития: в одноименных породах более молодых комплексов последовательно увеличивается содержание калия и ассоциированных с ним редких элементов и снижается известковистость. Все серии, что вообще характерно для орогенного магматизма, относятся к барофильному типу.

Аналогичные закономерности свойственны и другим крупным ареалам гранитоидного магматизма в пределах зон поднятий. Далеко не всегда удается выявить геологические реперы возраста, но длинные эволюционные ряды орогенных магматических формаций, похожие на рассмотренные выше, фиксируются повсеместно. Каждая формация в них обладает характерными чертами развития и включает в себя еще несколько подразделений, что придает большую сложность орогенному формационному ряду в целом.

Так, работами З.А. Юдалевича установлено, что формационный ряд орогенных позднепалеозойских гранитоидов Западного Узбекистана, сходный с уральским, состоит из более чем 30 комплексов, каждый из которых, в свою очередь, делится еще на несколько разновозрастных групп пород (фаз внедрения) (Х.Т. Туляганов, З.А. Юдалевич и др., 1984). Например, среднекаменноугольный бокалинский тоналит-гранодиоритовый

комплекс включает в себя 13 разновозрастных подразделений, а среднекаменноугольный — раннепермский шуракский комплекс — 3 подкомплекса, в каждом из которых выделено по 3—5 образований разного возраста.

Возвращаясь к Уралу, заметим, что даже в такой на первый взгляд однородной формации, как водная плутоническая гранитная, отмечается стандартная последовательность комплексов: ранний адаметлит-гранитный, богатый реститами и синхронный с главным этапом регионального метаморфизма; существенно гранитный, формирование которого сопровождается становлением широкого зонального ореола наведенного контактового метаморфизма и, наконец, гранит-лейкогранитный, в основном пост-метаморфический. В этом ряду каждый следующий комплекс характеризуется повышенным содержанием SiO_2 и K_2O в гранитах главной фазы, а также увеличением количества лейкократовых гранитов и все большим удалением от области генерации магмы, т.е. ростом "степени внедренности". Фации глубинности при этом изменяются от абиссальной до мезоабиссальной. Время формирования такой последовательности составляет 30—40 млн лет.

Массивы водных плутонических гранитов залегают преимущественно в ядрах куполовидных структур, сложенных метаморфическими породами кристаллического фундамента геантиклинальной мегазоны. Среди этих пород преобладают ортогнейсы тоналитового, гранодиоритового и гранитного состава, принадлежащие к древним тоналит-гранодиоритовым и гранитным орогенным формациям, что значительно увеличивает продолжительность магматизма орогенного типа в поднятиях геантиклинальной мегазоны.

Полный ряд палеозойских магматических орогенных формаций здесь имеет следующий вид: малокалиевая тоналит-гранодиоритовая, калий-натриевая тоналит-гранодиоритовая, монцодиорит-гранитная, водная плутоническая гранитная, умеренно водная и маловодная адаметлит-гранитная. По сравнению с рассмотренными выше рифтогенным гипербазит-базитовым и эвгеосинклинальным базитовым формационными рядами шовной и троговой зон в поднятиях геантиклинальной мегазоны Урала орогенный формационный ряд имеет меньшие вариации состава и не обладает столь же ярко проявленными закономерностями его эволюции. Гомодромный в целом тип эволюции, сопровождаемый ростом содержания калия в одноименных породах разновозрастных формаций, может неоднократно нарушаться, что придает развитию черты пульсационности.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что выделяемые на Урале структурно-формационные зоны в течение геологически длительного периода времени работают как системы с определенным типом магматизма, который эволюционирует по составу в процессе геологического развития и в то же время остается в рамках одного типа (рифтогенного, геосинклинального или орогенного). Исключение составляют переходная зона и прогибы геантиклинальной мегазоны, где разные типы магматизма совмещены, что хорошо согласуется с геологической позицией этих структурных подразделений, заложенных на складчатом догеосинклинальном фундаменте.

Для каждой зоны характерны свои длинные формационные ряды, связанные общими эволюционными трендами, которые в схематическом виде приведены на рис. 72. Единый тип магматизма, свойственный таким формационным рядам, отражает эндогенную специфику данной структурно-формационной зоны. Эта специфика сохраняется в течение всего времени существования зоны как особой структуры, а магматизм эволюционирует во времени либо циклически, как в шовной и троговой зонах, либо однонаправленно, как в геоантиклинальных поднятиях.

Таким образом, можно констатировать, что магматизм Урала обладает ясно выраженным консерватизмом, который проявляется не только в рассмотренной выше стабильности эндогенного режима определенных структурно-формационных зон, но и в совмещенности на ограниченной площади (в пределах массивов) магматических проявлений крупных геологических этапов продолжительностью 40—100 млн лет. Так называемые полиформационные массивы выступают как центры длительной эндогенной активности, фиксирующие устойчивые в пространстве "горячие точки". Примеры таких массивов приведены выше (см. главы 4 и 5).

Вторая твердо установленная фундаментальная закономерность магматизма Урала состоит в том, что особенности вещественного состава магматических пород палеозойского возраста четко коррелируют с современным глубинным строением, фиксируемым геологическими и геофизическими методами [18, 77, 88].

Все эти данные как будто бы не согласуются с широко распространенным сейчас мнением о полной перестройке первичной структуры Урала в результате закрытия океанического бассейна и горизонтальных перемещений амплитудой в сотни и тысячи километров. А противоречат ли они концепции тектоники плит, под влиянием которой в течение последних 15—20 лет развивались представления об истории геологического развития Урала, ставшего континентальным полигоном для опробования возможностей применения глобальной тектоники к изучению эвгеосинклиналией? По-видимому, нет. Скорее всего, эти данные свидетельствуют о размещении магматических очагов в пределах литосферных плит, движение которых кардинально не нарушает строение верхних горизонтов, где размещаются интрузивные массивы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования позволяют сформулировать некоторые закономерности интрузивного магматизма.

1. Интрузивные ассоциации включают в себя породы, принадлежащие к двум группам: плутонической и вулкано-интрузивной. Габброиды плутонической группы представляют собой продукты кристаллизации высокобарической ($P_{\text{общ}} > 10$ кбар) котектической по составу магмы, закономерно отличающейся от базальтовой повышенными содержаниями Al_2O_3 , CaO , MgO и низкими содержаниями TiO_2 , FeO' , $\text{Na}_2\text{O}'$, Zr и Y . Котектичность плутонической базитовой магмы при высоком давлении препятствует ее подъему в верхние горизонты земной коры.

Достигающая этих горизонтов базитовая магма отвечает по составу котектике *Fem-Pl* меньшего давления ($P_{\text{общ}} < 10$ кбар). Особенности состава низкобарических базитов соответствуют их образованию в результате фракционной дифференциации базитовой магмы плутонического типа (т.е. за счет отсадки высокотемпературной котектики высокого давления *Fem-Pl*). Такая магма является исходной для габбро вулкано-интрузивной группы — интрузивных комагматов базальтов. По сравнению с плутоническими разностями габбро вулкано-интрузивной группы всегда образуются позднее, а их взаимоотношения с комагматичными базальтами свидетельствуют о едином возрастном интервале этих пород: в одних случаях габбро интродуцируют базальты и залегают среди них, в других они прорываются базальтовыми дайками — подводными каналами излившихся фаций.

Плутонический тип гранитной магмы определяется ее водонасыщенностью. Такая магма образуется как в результате водного корового палингенеза, так и при барофильном типе эволюции орогенной андезитовой магмы. Гранитная магма вулкано-интрузивной группы представляет собой продукт либо фракционной кристаллизации более основных магм, чем гранитная, либо высокотемпературного маловодного палингенеза в условиях гранулитовой фации. Геологические соотношения гранитов плутонической и вулкано-интрузивной групп сложнее, чем в габбро. В орогенных рядах гранитоидных формаций маловодные и умеренно водные граниты андезитоидного происхождения предшествуют водным плутоническим гранитам, а эволюция последних, в свою очередь, часто завершается формированием умеренно водных разностей. Главные тенденции эволюции плутонических гранитов заключаются в уменьшении фации глубинности последовательно образующихся комплексов и во все большем отрыве магматической камеры от области генерации гранитной магмы.

Принадлежность к плутонической группе у базитовой и гранитной магм определяется, как мы видели, разными причинами, но приводит к одинаковому геологическому результату: ограниченности вертикальных перемещений и связанному с этим отсутствию вулканических комагматов. В естественных ассоциациях интрузивных пород представители плутонической группы присутствуют не всегда, что связано с особенностями самого механизма интрузии. При барофобном типе магматической эволюции продукты кристаллизации плутонической базитовой магмы часто выносятся в приповерхностные магматические камеры и образуют единые массивы с породами вулкано-интрузивной группы. В барофильных сериях плутонические разности "застревают" в промежуточных очагах и на одном уровне с породами вулкано-интрузивной группы встречаются редко.

Плутонические граниты, напротив, являются обычными породами барофильных серий, фиксирующими области максимального эрозионного среза, а в барофобных сериях они не наблюдаются.

2. Закономерностями эволюции обусловлена и дискретность магматических серий. Породы, представляющие каждую дискретную единицу, — это производные магматической эволюции в разноглубинных промежуточных очагах. Бимодальные гранитные комплексы свойственны только вулкано-интрузивной группе. Адамеллитовая породная группа (70–72% SiO_2) в таких комплексах образуется в результате кристаллизации магмы, обособившейся в промежуточном очаге при давлении обычно больше 2–3 кбар, а граниты (73–75% SiO_2) соответствуют котектике меньшего давления, чем адамеллиты. Дискретные группы габбро, различающиеся в первую очередь по суммарному содержанию тугоплавких окислов (Al_2O_3 , CaO , MgO), отвечают плутоническим и вулкано-интрузивным разностям. Как и в случае гранитов, магмы той и другой группы генерируются на разных глубинах. Полимодальные серии обязаны своим строением присутствию промежуточных очагов, где обособляются магмы разного состава, соответствующие статистическим максимумам на гистограммах серий.

3. Наличие или отсутствие промежуточных очагов определяет тип магматической серии (барофильный или барофобный). Барофобные габбро-гранитоидные серии характеризуются интрузией на небольшую глубину, где в малоглубинном промежуточном очаге и магматической камере происходит кристаллизационная дифференциация с образованием преимущественно бимодальной (промежуточный очаг—магматическая камера) серии. Полимодальные барофильные серии эволюционируют в более глубоких условиях в нескольких промежуточных очагах и характеризуются широким развитием пород среднего состава.

Эти два типа эволюционных трендов габбро—гранит различаются не только строением и количественным соотношением пород, но и некоторыми особенностями вещественного состава одноименных пород. В обобщенном виде главные свойства барофобных и барофильных серий суммированы в табл. 25.

4. Магмы интрузивных серий в большинстве случаев находятся при том же давлении, что и рама, поэтому породы разных фаций отличны по составу в отношении тех компонентов, которые наиболее чувствительны к изменению давления. Именно по этой причине в первом приближении можно говорить о примерно одинаковом составе габбро и гранитов вулка-

Т а б л и ц а 25. Особенности состава и строения барофобных и барофильных габбро-гранитоидных серий

Признаки	Особенности серий	
	Барофобные	Барофильные
Распределение пород по составу	Бимодальное, породы среднего состава пользуются подчиненным развитием	Полимодальное, породы среднего состава широко распространены
Породы плутонической группы:		
габбро	Обычно присутствуют	Часто отсутствуют
граниты	Отсутствуют	Могут присутствовать
Гранодиоритовый индекс ($Q/(Q + Ab + Or)$ для пород с 63–68% SiO_2)	$0,25 > Q/(Q + Ab + Or) > 0,45$	$Q/(Q + Ab + Or) = 0,25 - 0,45$
Характерные особенности состава пород вулканогинтрузивной группы:		
Габбро	Отвечают по составу базитовой котектике при $P_{общ} < 4$ кбар	Отвечают по составу базитовой котектике при $P_{общ} > 4$ кбар
Граниты	Принадлежат к низкобарическому маловодному типу, обычно не содержат ксеногенного материала из кристаллического фундамента	Водонасыщенность и фации глубинности разные, часто содержат ксеногенный материал из кристаллического фундамента
Породы повышенной щелочности	Rx и (или) Am в парагенезисе с анортклазом, содержание Sr и Ba ниже, чем в породах нормальной щелочности	Rx и (или) Am в парагенезисе с Bi и Pl , содержание Sr и Ba выше, чем в породах нормальной щелочности
Фельдшпатоиды	Отсутствуют	Могут присутствовать

но-интрузивной группы с комагматичными базальтами и риолитами. Более тщательный анализ позволяет выявить хоть и небольшие, но систематические различия, обусловленные не одинаковыми условиями кристаллизации.

Этот вопрос важен в практическом отношении, так как именно сходство состава является одним из аргументов при определении комагматизма. Исследователи отмечают разные варианты соотношений составов [24] и возраста комагматичных интрузивных и эффузивных пород, но смысл этих различий не всегда ясен.

5. В процессе подъема от места генерации к интрузивной камере состав магмы изменяется, и на разных этапах этой эволюции формируются различные породные ассоциации. Эти ассоциации, объединенные общностью магматического источника, в реальной геологической ситуации часто выглядят как самостоятельные образования. Их геологическая обособленность друг от друга, если можно так выразиться, лежит на поверхности, а выявление внутренних взаимосвязей требует углубленных исследований (иногда их вообще не удается установить).

Поэтому нередко при формационном анализе идут по облегченному пути, выделяя ассоциации магматических пород на основании их геоло-

гической и вещественной специфики, но без учета возможной связи между формациями. Так, например, габбровые и гранитоидные формации обособляются даже в тех случаях, когда эти породы неоднократно встречаются совместно и слагают единые массивы.

То же самое можно сказать и в отношении щелочных пород. Фельдшпатоидные разности, которые ассоциируют с кварцсодержащими породами, образуют с ними единые массивы и являются производными одного и того же магматического очага, но разных линий дифференциации (соответственно сухой и водной), обладают и общими геохимическими и металлогеническими особенностями с гранитоидами. Например, нефелиновые сиениты Бердяшского массива (см. главу 8), как и гранитоиды того же массива, представляют собой производные континентальной базальтовой магмы, и поэтому они не имеют редкометальной и геохимической и металлогенической специализации, столь характерной для нефелиновых сиенитов, связанных с платформенными щелочно-гипербазитовыми комплексами или дающих самостоятельную формацию [10].

Следовательно, сам факт наличия той или иной породной группы еще не является достаточным основанием для выделения особой формации. Несмотря на очевидность этого положения, в практике формационного анализа оно нередко нарушается.

Особенно большие трудности возникают при формационной типизации габбро, которые являются ключевыми породами, образуя ассоциации как с гранитами, так и с гипербазитами. Выделение габбро плутонической и вулкано-интрузивной групп, эволюционно связанных друг с другом и примыкающих соответственно к гипербазитам и гранитоидам, позволяет объединить те и другие породы в единый формационный ряд, подобный тому, который образует офиолитовые комплексы. Количество таких эволюционных рядов соответствует числу первичных магм. Весь опыт магматической геологии и петрологии показывает, что в течение существования Земли в ее недрах генерируется несколько типов магм, ответственных за все разнообразие магматических пород. Этих магм гораздо меньше, чем ассоциаций (формаций) магматических пород, которые выделяются в практике формационного анализа [41]. Производные от этих немногих типов магм эволюционные ряды, часть из которых рассмотрена выше, составляют генетическую основу формационного анализа, поэтому выявление и типизация их остается актуальной задачей петрологических исследований.

6. По особенностям магматизма на Урале и в других эвгеосинклиналиях выделяются 4 типа зон: а) шовные зоны, характеризующиеся развитием парных гипербазит-базитовых комплексов, в которых породы ряда магнетитовый гипербазит-габбро сменяются клинопироксенитовой серией; б) фемические трюги, для которых свойствен дифференцированный барофобный и барофильный базальтоидный магматизм в интрузивной и эффузивной фации; в) сиало-фемические трюги (наложенные прогибы, вторичные геосинклинали), в которых барофильные дифференцированные базальтоидные серии надстраиваются формациями орогенного типа, преимущественно тоналит-гранодиоритового состава; г) орогенные зоны, в современной структуре Урала определяемые как поднятия, в которых в отличие от сиало-фемических трюгов базальтоидный магматизм почти не проявлен,

а орогенный представлен полным рядом формаций, в том числе и гранитными.

Эти 4 типа зон составляют основу для тектонического районирования Урала и других подобных подвижных поясов, так как они выделены по особенностям магматизма и, следовательно, отражают первичные особенности глубинного строения, специфику эндогенного режима во время магматической активности.

7. Установлены некоторые важные закономерности эвгеосинклинального магматизма. Гипербазит-базитовый магматизм офиолитового типа представлен парными комплексами, ранний из которых — это обычная офиолитовая триада: гарцбургит или лерцолит—габбро—базальт, а поздний — клинопироксенит—габбровая серия, часто повышенной щелочности.

Формации, представляющие интрузивный базальтоидный магматизм в виде габбро-гранитоидных серий, состоят из трех комплексов: раннего габбрового, в который входят габброиды плутонического типа, габбро-гранитоидного и гранитоидного. Это типовое строение обычно хорошо проявлено в барофобных сериях, тогда как в барофильных—преобладает полимодальный габбро-гранитоидный комплекс, а ранний, габбровый и гранитоидный, развиты слабо.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л.В., Четуров А.И., Лаврентьев Ю.Г., Покачалов О.С. Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии // Геология и геофизика. 1974. № 6. С. 49–60.
2. Альпинотипные гипербазиты Урала: Информац. материалы. Свердловск: УНЦ АН СССР. 65 с.
3. Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. М.: Наука, 1984. 251 с.
4. Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л. Магматическое происхождение офиолитовых габбро // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 6. С. 1425–1428.
5. Балыкин П.А., Руднев С.Н., Изох А.Э. Петрология и рудоносность Якутского габброидного массива: (Северное Забайкалье) // Базитовые комплексы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1983. С. 57–95.
6. Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 258 с.
7. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. С. 5–143.
8. Белковский А.И., Литвин А.Л., Локтина И.Н., Царицын Е.П. О формационной принадлежности и эволюции состава клинопироксенитов северной части Уралтауского антиклинория: (Средний Урал) // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981. Ч. II. С. 25–33.
9. Богатилов О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.Н. и др. Магматические формации в эволюции литосферы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 3–16.
10. Бородин Л.С. Геохимия главных серий интрузивных пород. М.: Недра, 1981. 194 с.
11. Бородина Н.С., Осипова Т.А. Сравнение разных методов нормативных пересчетов при изучении фемической части магматических пород // Ежегодник 1982. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 143–146.
12. Бородина Н.С., Двоеглазов Д.А., Ферштатер Г.Б., Чашухина В.А. Применение анализа феррофаций для интерпретации магнитных аномалий над гранодиоритами Верхисетского массива в связи с условиями петрогенезиса // Ежегодник 1978. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 45–48.
13. Булыкин Л.Д., Золоев К.К. О формационном делении ультраосновных пород Урала // Докл. АН СССР. 1968. Т. 180, № 4. С. 930–932.
14. Бушляков И.Н., Соболев И.Д. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М.: Наука, 1976. 339 с.
15. Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 238 с.
16. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дуинитовый пояс Среднего Урала // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 65. С. 319.
17. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы // П.В. Ермолов, Э.П. Изох, А.П. Пономарева, В.Д. Тян. Новосибирск: Наука, 1977. 245 с.
18. Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. 254 с.

19. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 192 с.
20. Геология дна Филиппинского моря / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.
21. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 270 с.
22. Диваев Ф.К., Юдалевич З.А., Ферштатер Г.Б. О двух типах плагиогранитоидов в западной части Гиссарского хребта // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 6. С. 1454–1459.
23. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
24. Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Нечкин Г.С. Геолого-петрологические особенности железоносных вулканоплутонических ассоциаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 70 с.
25. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблемы офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
26. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Недра, 1967. Вып. 13. 335 с.
27. Заварицкий А.Н. Коренное месторождение платины на Урале // Материалы по общей и прикладной геологии. Л.: Геолком, 1928. Вып. 108. С. 1–56.
28. Заварицкий А.Н. Петрография Бердяшского плутона. Л.; М., 1937. 420 с.
29. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. 1978. № 1. С. 19–42.
30. Иванов С.Н., Иванов К.С., Пучков В.Н. Формирование структуры Южного Урала в палеозое // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 1. С. 177–180.
31. Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. М.: Наука, 1965. 138 с.
32. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 137 с.
33. Исландия и Срединно-Океанический хребт: Геохимия / В.И. Герасимовский, А.И. Поляков, Н.А. Дурасова и др. М.: Наука, 1978. 184 с.
34. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 246 с.
35. Каретин Ю.С. Об ультрамагнезиальных эффузивных аналогах тылаитов Тагильского прогиба // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, № 1. С. 201–204.
36. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
37. Коновалова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав кислорода и стронция ильмено-вишневогорского комплекса и вопросы генезиса миаскитов // Геохимия, 1979. № 2. С. 1784–1795.
38. Коренбаум С.А., Валуй Г.А. О геологическом положении и химическом составе шпировых выделений в гранитоидах Прибрежной зоны Приморья // Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1970. С. 123–126.
39. Котов А.Б., Мануйлова М.М., Ферштатер Г.Б., Зингер Т.Ф. Поведение рублидия и стронция при формировании ультраметаморфогенных гранитоидов Беломорского мегаблока // Геохимия. 1987. № 1. С. 35–46.
40. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Степанов А.И. и др. Петрология и рублидий-стронциевая геохронология Бердяшского массива рапакиви: (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 21–37.
41. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964. 387 с.
42. Куликов В.С. Базальтовый комплекс кряжа Ветренный пояс: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Петрозаводск, 1969. 25 с.
43. Куталин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
44. Левин В.Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука, 1974. 222 с.
45. Левин В.Я., Роненсон Б.М. Карбонатиты Урала // Вопросы петрологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 112–125.
46. Леликов Е.П., Сьедин В.Т., Ферштатер Г.Б. Рублидий и стронций в магматических породах дна Японского

- моря // Геохимия. 1984. № 8. С. 1209–1217.
47. *Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Там же. 1979. № 2. С. 179–197.
 48. *Литвиновский Б.А., Завилевич А.Н.* Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1973. 189 с.
 49. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
 50. *Львов Б.К.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района: (Южный Урал). Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164 с.
 51. Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983. Т. 1, ч. 1. 365 с.
 52. *Маегов В.И.* Петрология габброидов Хабаринского габбро-гипербазитового массива: (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1977. 19 с.
 53. *Малахов И.А.* Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 222 с.
 54. *Маракушев А.А., Панелях Н.А.* Типы офиолитовых поясов и специфика их метаморфизма // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1981. С. 3–16.
 55. *Негрей Е.В.* Петрология верхнепалеозойских гранитов Центрального Казахстана. М.: Наука, 1983. 166 с.
 56. *Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.* Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
 57. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая / Под ред. Р.Б. Баратова. Душанбе: Дониш, 1978. 343 с.
 58. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В.* Высокоглиноземистые базальты из раннекаледонских офиолитовых ассоциаций Монголии // Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 42–50.
 59. *Платен Г. фон.* Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 211–226.
 60. *Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богданов В.И.* Корреляция состава базитовых и гранитоидных комплексов раннего палеозоя в различных структурах салаирад Алтае-Саянской складчатой области // Тр. ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1977. Вып. 359. С. 3–14.
 61. *Попов В.С.* Последовательность кристаллизации известково-щелочных магм и ее петрологическое значение // Геохимия. 1981. № 11. С. 1665–1676.
 62. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 583 с.
 63. *Рябчиков И.Д., Богатииков О.А., Пилюян Г.О., Бабанский А.Д.* Первичные магмы серии океанических толеитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 8. С. 5–20.
 64. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Пластинчатое течение ультрабазитов и габбро-альпинотипных массивов // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 147–171.
 65. *Смирнова Т.А.* Структуры распада твердого раствора в оливине ультраосновных пород // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1971. Вып. 2. С. 209–212.
 66. *Соболев Н.В.* Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
 67. *Ставров О.Д.* Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М.: Наука, 1978. 213 с.
 68. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
 69. Трондземиты, дациты и связанные с ними породы / Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. 487 с.
 70. *Уокер Ф., Польшдверарт А.* Долериты Карру Южно-Африканского Союза // Геология и петрография трапшловых формаций. М.: Изд-во иностр. лит. 1950. С. 8–182.
 71. *Узйджер Л.П., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.
 72. *Ферштатер Г.Б.* О двух главных генетических типах габбро // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, № 4. С. 246–250.
 73. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология магматических гранитоидов: (На примере Урала). М.: Наука, 1975. 287 с.
 74. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Доказательство магматического происхождения уральских габбро, ассоциирующих с гипербазитами // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, № 5. С. 1203–1206.
 75. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.,*

- Чащухина В.А. Феррофации гранитоидов // Геохимия. 1978. № 2. С. 147–160.
76. Ферштатер Г.Б., Чащухина В.А., Вилисов В.А. Распределение фтора и хлора в апатите, включенном в разные породообразующие минералы магматических пород // Там же. 1984. Т. 276, № 5. С. 1228–1233.
77. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Малахова Л.В. и др. Гранитоидный магматизм эвгеосинклиналей // Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Свердловск, 1978. С. 96–129.
78. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Малахова Л.В. и др. Стронций и рубидий в различных типах габбро-гранитоидных и гранитоидных серий // Там же. 1980. № 9. С. 1357–1370.
79. Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.А. Пироксениты Качканара // Тр. Ин-та геологии и геохимии УФ АН СССР. Свердловск, 1967. Вып. 72. С. 84.
80. Фромберг Э.Д. Петрологические особенности субвулканических комплексов восточной части Рудного Алтая // Сов. геология. 1980. № 9. С. 98–104.
81. Хамрабаев И.Х. Фемические минералы как критерий потенциальной металлоносности магматических формаций и некоторые аспекты полярности их составов и парагенезисов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 9. С. 21–29.
82. Шагалов Г.А. Позднеорогенный гранитный магматизм Восточно-Уральского поднятия: (На примере Кочкарского района) // Формационное и фациальное расчленение гранитоидов. Свердловск, 1965. С. 83–94.
83. Шинкарев Н.В., Иванников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1983. 270 с.
84. Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм эвгеосинклинальных областей и его металлогения // Тр. ЦНИГРИ. 1970. Вып. 87. С. 57–73.
85. Штейнберг Д.С. О классификации магматитов. М.: Наука, 1985. 159 с.
86. Штейнберг Д.С., Бушляков И.Н., Вилисов В.А. Фтор-хлор-водное отношение как индикатор условий образования эндогенных минералов и горных пород // Гранитообразование и летучие. Свердловск, 1975. С. 76–94.
87. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. и др. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов // Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971. С. 3–33.
88. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородина и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
89. Эдвардс А.Б. Дифференциация в долеритах Тасмании // Геология и петрография трапловых формаций. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. С. 183–243.
90. Abbotts J.L. High-potassium granites in the Masirah ophiolite of Oman // Geol. Mag. 1978. Vol. 115, N 6. P. 415–425.
91. Barberi F., Ferrara G., Santacroce R. et al. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia) // J. Petrol. 1975. Vol. 16, N 1. P. 22–56.
92. Bateman P.C., Clark L.D., Huber N.K. et al. The Sierra Nevada batholith: A synthesis of recent works across the central part // Geol. Surv. Profess. Pap. D. 1963. Vol. 414. 46 p.
93. Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Venturelly G. Trace element geochemistry of Corsican ophiolites // Contribs Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 64, N 1. P. 11–13.
94. Biggar G.M., Humphries D.J. The plagioclase, forsterite, diopside, liquid equilibrium in the system $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ // Miner. Mag. 1981. Vol. 44, N 336. P. 309–314.
95. Boudier F., Coleman R.G. Cross section through the peridotite in the Samail ophiolite, Southeastern Oman Mountains // J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86, N 4. P. 2573–2592.
96. Bowen N.L. The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic and related magmas // Amer. J. Sci. Ser. 4. 1915. Vol. 40. P. 161–185.
97. Bowen N.L. The evolution of the igneous rocks. Princeton: Univ. press., 1928. 332 p.
98. Brearly M., Scarfe C.M., Fujii T. The petrology of ultramafic xenoliths from Summit Lake, near Prince George, British Columbia // Contribs Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 88, N 1/2. P. 53–63.
99. Brown G.C. The production of granitic melts during ultrametamorphism //

- Ibid. 1970. Vol. 28, N 4. P. 310–318.
100. *Carmichael I.S.E.* The petrology of Thingmuli, a tertiary volcano in Eastern Iceland // *J. Petrol.* 1964. Vol. 5. P. 435–460.
 101. *Carmichael I.S.E.* The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1967. Vol. 1. P. 36–64.
 102. *Carmichael I.S.E., Turner F.J., Verhooogen J.* Igneous petrology. McGraw Book Co., 1974. 739 p.
 103. *Chappel B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite types // *Pacif. Geol.* 1974. Vol. 8. P. 173–174.
 104. *Condie K.C.* Archean magmatism and crustal thickening // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84, N 9. P. 2981–2991.
 105. *Didier J.* Granites and their enclaves: the bearing of enclaves of the origin of granites. Amsterdam: N.Y. Sci. Co. Publ., 1973. 393 p.
 106. *Dmitriev L.V.* Petrochemistry of basaltic and plutonic rocks. Leg. 37 // *Init. Rep. DSDP.* 1977. Vol. 37. P. 681–690.
 107. *Dolfi D., Trigula R.* Clinopyroxene solid solutions and water in magmas: results in the system phonolitic tephrite – H₂O // *Miner. Mag.* 1983. Vol. 47, N 344. P. 347–351.
 108. *Dupuy C., Lefevre C.* Fractionnement des éléments en trace Li, Rb, Ba, Sr dans les séries andésitiques et shoshonitiques du Pérou: Comparaison avec des autres zones orogéniques // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1976. Vol. 56, N 1. P. 101–117.
 109. *Eales H.V., van Robey J.A.* Differentiation of tholeiitic Karroo magma at Birds River, South Africa // *Ibid.* P. 110–127.
 110. *E-an Zen, Hammarstrom J.M.* Magmatic epidote and its petrologic significance // *Geology.* 1984. Vol. 12, N 9. P. 515–518.
 111. *Elmslie R.F.* Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase bearing systems // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1970. Vol. 69. P. 148–155.
 112. *Elton D.* High magnesia liquids as the parental magma for ocean flood basalts // *Nature.* 1979. Vol. 278, N 5704. P. 514–518.
 113. *Eugster H.P., Wones D.R.* Stability relations of the ferruginous biotite, annite // *J. Petrol.* 1962. Vol. 3, N 1. P. 82–125.
 114. *Frey F.A., Chappel B.W., Roy S.D.* Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne intrusive series // *Geology.* 1978. Vol. 6, N 4. P. 239–242.
 115. *Gast P.W.* Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1968. Vol. 32. P. 1067–1086.
 116. *Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. N.Y.: Springer, 1981. 390 p.
 117. *Grout F.F.* Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks // *Bul. Geol. Soc. Amer.* 1937. Vol. 48. P. 21–30.
 118. *Gunn B.M., Roobol M.J.* Geochemistry of the igneous rocks. Leg. 37 // *Init. Rep. DSDP.* 1977. Vol. 37. P. 735–755.
 119. *Hart S.R., Natwalk A.G. K, Rb, Cs and Sr relationships in submarine basalts from the Puerto Rico trench // Geochim. et cosmochim. acta.* 1970. Vol. 34. P. 145–155.
 120. *Hoffmann C.* Natural granitic rocks and the granite systems *Oz–Or–Ab–An–(H₂O)* and *Oz–Ab–An–(H₂O)* // *Neues Jb. Mineral. Monatsh.* 1976. N 7. S. 289–306.
 121. *Hopson C.A., Coleman R.G., Gregory R.T., Pallister J.S., Bailey E.H.* Geological section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat – Ibra transect, Southeastern Oman Mountains // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, N 4. P. 2527–2544.
 122. *Hsu L.C.* Selected phase relationships in the system Al–Mn–Fe–Si–O–H: A model for garnet equilibria // *J. Petrol.* 1968. Vol. 9, N 1. P. 121–129.
 123. *Huang W.L., Wyllie R.J.* Melting relations of muscovite granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1973. Vol. 42. P. 1–14.
 124. *Hugh P., Taylor J.* The zoned ultramafic complexes of Southeastern Alaska // *Ultramafic and related rocks* // Ed. P.J. Willie. N.Y., 1967. P. 97–121.
 125. *Hytönen K., Schairer S.F.* The plane enstatite–anorthite–diopside and its relation to basalts // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1961. Vol. 60. P. 125–141.
 126. *James R.S., Hamilton D.L.* Phase relations in the system NaAlSi₃O₈ – KAlSi₃O₈ – CaAl₂Si₂O₈ – SiO₂ at 1 ki-

- lobar water vapour pressure // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1969. Vol. 21. P. 111–141.
127. *Jones J.H.* Temperature- and pressure-independent correlations of olivine/liquid partition coefficients and their application to trace element partitioning // *Ibid.* 1984. Vol. 88. P. 126–132.
 128. *Kuno H.* High alumina basalt // *J. Petrol.* 1960. Vol. 1. P. 121–145.
 129. *Larsen E.S.* Petrographic province of Central Montana // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1940. Vol. 51. P. 887–948.
 130. *Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F.* The granite system at 4 to 10 kilobars // *J. Geophys. Res.* 1964. Vol. 69. P. 759–773.
 131. *Maaløe S., Wyllie P.J.* Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1975. Vol. 52. P. 175–191.
 132. *Moseley D.* Symplectic exsolution in olivine // *Amer. Miner.* 1984. Vol. 69. P. 139–159.
 133. *O'Hara M.J.* The bearing of phase equilibria studies on synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks // *Earth Sci. Rev.* 1968. Vol. 4. P. 69–133.
 134. *Osborn E.F., Tait D.B.* The system diopside–forsterite–anorthite // *Amer. J. Sci.* Bowen vol. 1952. P. 413–433.
 135. *Pichler H., Zeil W.* Andesites of the Chilean Andes // *Proc. Andesite Conf. Oregon (US)*, 1969. P. 165–174.
 136. *Pivinskii A.J.* Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada batholith, California: part II // *Neues Jb. Mineral. Monatsh.* 1973. N 5. S. 193–215.
 137. *Presnall D.C., Dixon S.A., Dixon J.R.* et al. Liquidus phase relations on the join diopside–forsterite–anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1978. Vol. 66. P. 203–220.
 138. *Sapountzis E.S.* The Thessaloniki gabbros // *J. Petrol.* 1979. Vol. 20, pt 1. P. 37–70.
 139. *Spear F.S.* An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite // *Amer. J. Sci.* 1981. Vol. 281. P. 697–734.
 140. *Stern C.R., Huang W.L., Wyllie P.J.* Basalt–andesite–rhyolite–H₂O crystallization intervals with excess H₂O and H₂O-undersaturated liquidus surfaces to 35 kilobars, with implications for magma genesis // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 28. P. 189–196.
 141. *Stewart D.B.* Four-phase curve in the system CaAl₂Si₂O₈–SiO₂–H₂O between 1 and 10 kilobars // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1967. Bd. 47, N 1. S. 35–60.
 142. *Stolper E.* A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1980. Vol. 74. P. 13–27.
 143. *Thayer T.P.* Alpine-type sensu strictu (ophiolitic) peridotites: refractory residues from partial melting or igneous? // *Tectonophysics.* 1969. N 7. P. 511–516.
 144. *Tuttle O.F., Bowen N.L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–SiO₂–H₂O // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1958. Vol. 74. 153 p.
 145. *Wager L.R., Weedon D.S., Vincent E.A.* A granophyre from Coire Uaigneich, Isle of Skye containing quartzparomorphs after tridymite // *Miner. Mag.* 1953. Vol. 30. P. 211–223.
 146. *Warren P., Taylor G., Keil K., Shirley D., Wasson J.P.* Petrology and chemistry of two "large" granite clasts from the Moon // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 64. P. 175–185.
 147. *Wones D.R.* Biotite – K-feldspar – magnetite assemblages as indicators of H₂O pressure during metamorphic and igneous processes // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1965. N 82. P. 228–229.
 148. *Yoder H.S.* Diopside–anorthite–water at 5 and 10 kilobars and its bearing on explosive volcanism // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1965. Vol. 64. P. 82–89.
 149. *Yoder H.S.* System Ab–An–Q–H₂O at 5 kilobars // *Ibid.* 1967. Vol. 66. P. 477–478.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Часть I

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Глава 1. О методических основах изучения интрузивов 8

Обработка петрохимической информации 8

Определение порядка кристаллизации минералов в интрузивных породах 9

Использование распределения рубидия и стронция для выяснения природы магматических серий 18

Глава 2. Фациальный анализ магматических пород: феррофации гранитоидов 30

Железо 31

Титан 35

Схема фаций 35

Глава 3. Автолиты и их значение для определения природы и закономерностей эволюции интрузивных серий 47

Распространенность автолитов 48

Геологические особенности автолитов 49

Структура и минеральный состав 55

Химический состав 56

Происхождение автолитов 67

Часть II

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ КОТЕКТИЧЕСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Глава 4. Граниты 70

Определение. Гранитный ряд 70

Оценка давления при генерации и кристаллизации гранитной магмы 74

Граниты плутонической и вулкано-интрузивной ассоциаций (водные и маловодные) 86

Граниты плутонической ассоциации 89

Граниты вулкано-интрузивной ассоциации 100

О геологических соотношениях гранитов плутонической и вулкано-интрузивной ассоциаций 104

Глава 5. Габбро 109

Котектический анализ базитов 109

Габбро плутонической и вулкано-интрузивной групп 118

О генетической связи габбро плутонической и вулкано-интрузивной групп 140

Глава 6. Пироксениты 147

ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Глава 7. Главные типы эволюционных трендов базитов	163
Тренд перидотит—габбро	163
Тренд клинопироксенит—габбро	168
Эволюционные тренды базитов	175
Глава 8. Габбро-гранитные серии барофобного и барофильного типов	178
Типы магматической эволюции, определяемые давлением	180
Примеры серий барофобного и барофильного типов	185
О совмещении в магматических сериях продуктов кристаллизации магм — производных разноглубинных промежуточных очагов.	191
Природа ассоциации гранитоидов с нефелиновыми сиенитами	194
Некоторые причины, определяющие количественные соотношения гранодиоритов и гранитов	198
О взаимосвязи эволюционных трендов магматических пород	203
Глава 9. Ряды магматических формаций в разных структурно-формационных зонах эвгеосинклинали	208
Заключение	218
Литература	223

CONTENTS

Introduction	5
--------------------	---

Part I

GENERAL FEATURES OF INTRUSIVE ROCK PETROLOGY

Chapter 1. On the methodological foundation for intrusive researches	8
Processing of petrochemical data	8
Determination of intrusive rock crystallization order	9
Rb and Sr distribution as indicator of nature of magmatic series	18
Chapter 2. Facial analysis of magmatic rocks: ferrofacies of granitic rocks	30
Iron	31
Titanium	35
Facies pattern	35
Chapter 3. Autoliths and their role in the determination of nature and relationships of magmatic series evolution	47
Autolith distribution	48
Geological characteristics of autoliths	49
Texture and mineral composition	55
Chemical composition	56
The origin of autoliths	67

Part II

MAIN TYPES OF COTECTIC INTRUSIVE ROCKS

Chapter 4. Granites	70
Determination. Granitic row	70
Pressure estimation of generation and crystallization of granitic magmas	74
Granites of plutonic and volcano-intrusive association (wet and dry)	86
Granites of plutonic association	89
Granites of volcano-intrusive association	100
On geological relationships between granites of plutonic and volcano-intrusive associations	104
Chapter 5. Gabbros	109
Cotectic analysis of basic rocks	109
Gabbros from plutonic and volcano-intrusive groups	118
On genetic association between gabbro of plutonic and volcano-intrusive groups	140
Chapter 6. Pyroxenites	147

Chapter 7. Main types of evolution trends of basic rocks	163
Peridotite-gabbro trend	163
Clinopyroxenite-gabbro trend	168
Evolution trends of basic rocks	175
Chapter 8. Gabbro-granitic series of barophobic and barophilic types	178
Magmatic evolution types controlled by pressure	180
Examples of barophilic and barophobic type series	185
Combination of different deep level rocks in magmatic series	191
On genetic association of granitic rocks and nepheline syenites	194
Factors controlling quantitative relations between granodiorites and their associated granites	198
On relationship between evolution trends of magmatic rocks	203
Chapter 9. Magmatic formations in different structural zones of eugeosyncline	208
Conclusion	218
References	223

Герман Борисович Ферштатер

ПЕТРОЛОГИЯ ГЛАВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Утверждено к печати Институтом геологии и геохимии

им. академика А.Н. Заварицкого

Уральского отделения АН СССР

Редактор *А.Д. Кузнецов*. Редактор издательства *Т.А. Касаткина*
Художник *Н.И. Казаков*. Художественный редактор *В.В. Алексеев*
Технический редактор *М.К. Серегина*. Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 33689

Подписано к печати 15.09.87. Т—18617. Формат 60 × 90 1/16

Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная

Усл.печ.л. 14,5. Усл.кр.-отт. 14,9. Уч.-изд.л. 17,1. Тираж 900 экз.

Тип. зак. 1966. Цена 3р. 60к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

18466

3 р. 60 к.

Г. Б. ФЕРШТАТЕР

**ПЕТРОЛОГИЯ
ГЛАВНЫХ
ИНТРУЗИВНЫХ
АССОЦИАЦИЙ**

В монографии рассмотрены информативные особенности состава наиболее распространенных природных котектик: гранитов, габбро, оливковых клинопироксенитов и ассоциированных с ними пород, строение и закономерности эволюции главных типов интрузивных серий. Цель книги – способствовать более надежной интерпретации экспериментальных данных, совершенствованию количественного физико-химического подхода к анализу магматизма.